

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Departamento de Geodinámica



**PALEOHIDRÁULICA DE SEDIMENTOS FLUVIALES
ANTIGUOS Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS MATERIALES
CONTINENTALES Y MARINOS DEL TRIÁSICO MEDIO Y
SUPERIOR DEL NW DE LA CORDILLERA IBÉRICA Y SU
COMPARACIÓN CON MEDIOS ACTUALES**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Laura Razola Mariño

Bajo la dirección del doctor
José Antonio Ortega Becerril

Madrid, 2011

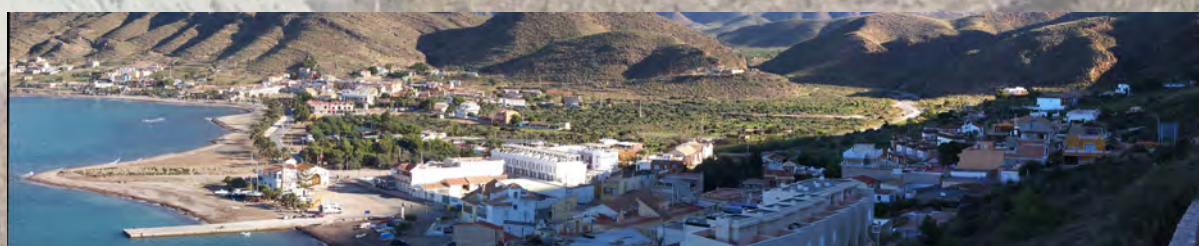
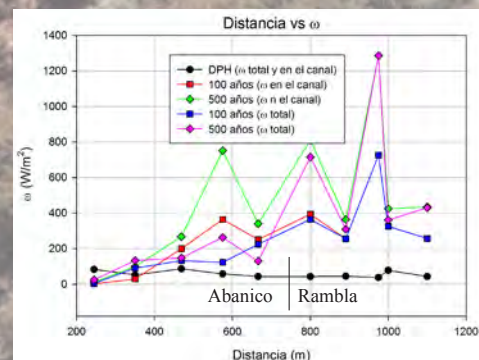
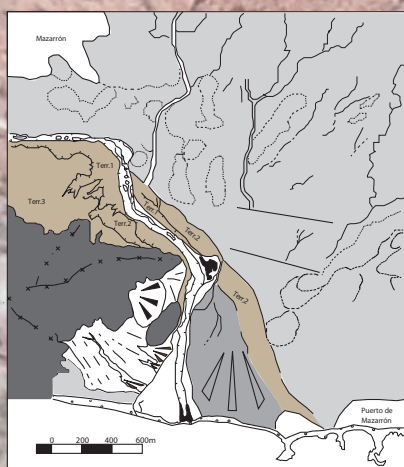
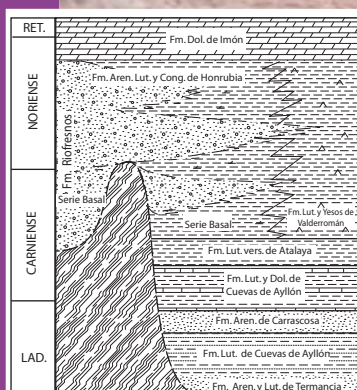
ISBN: 978-84-694-9665-7

©Laura Razola Mariño, 2010



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica

Paleohidráulica de sedimentos fluviales antiguos y sedimentología de los materiales continentales y marinos del Triásico Medio y Superior del NW de la Cordillera Ibérica y su comparación con medios actuales.



Laura Razola Mariño
Tesis Doctoral
2010

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



**Paleohidráulica de sedimentos fluviales antiguos
y sedimentología de los materiales continentales y
marinos del Triásico Medio y Superior del NW
de la Cordillera Ibérica y su comparación con
medios actuales**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Laura Razola Mariño

Bajo la dirección del doctor:

Jose Antonio Ortega Becerril

Madrid, 2010

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**Paleohidráulica de sedimentos fluviales antiguos
y sedimentología de los materiales continentales y
marinos del Triásico Medio y Superior del NW
de la Cordillera Ibérica y su comparación con
medios actuales**

Tesis Doctoral

LAURA RAZOLA MARIÑO

2010

Director:

Dr. Jose Ortega Becerril
Dpto. de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

Esta Memoria es presentada por Dña. Laura Razola Mariño para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Ha sido realizada bajo la dirección del Dr. Jose Antonio Ortega Becerril, en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Madrid, 2010

El Doctorando

El Director de la Tesis

Fdo. Dña. Laura Razola Mariño

Dr. Jose Antonio Ortega Becerril
UCM

A mi abuela Pepita,
.

*A mi familia, Jose Luis, Ángeles y Rodrigo
A Carlos
Por estar ahí.*

*“Un buen científico es aquel
que puede unir su imaginación
con la realidad mediante
el puente de la ciencia”*
A. Bernardin

*“The sediments are
a sort of epic poem of the earth”*
R. Carson

AGRADECIMIENTOS

Han transcurrido muchos años desde que comencé con esta tesis, quizá demasiados. Por esa razón, escribir estos agradecimientos me parece una de las tareas más complejas y a la vez más agradables. La realización de esta tesis ha sido un camino duro y me vienen a la cabeza un gran número de personas que han estado conmigo y que han reído, han llorado y han aprendido mucha geología junto a mí.

En primer lugar y sin querer que sea protocolario sino por que de verdad se merece ser la primera persona a la que dé las gracias: A mi Director de Tesis, Jose Antonio Ortega Becerril. Por su valentía al hacerse cargo de esta tesis, por su trabajo, por su dedicación... He aprendido mucho y siempre estaré en deuda con él.

También quiero agradecer a la gente del Dpto. de Geodinámica Externa de la Facultad de Ciencias geológicas de la UCM, su acogida, su espíritu de ayuda y sus incansables ánimos. En especial a mis compañeras de despacho Ana y Cristina, entrañables y acogedoras, un placer estar con ellas.

No quiero olvidar que esta tesis se comenzó en el Dpto de Estratigrafía de la UCM y en el Instituto de Geología Económica del CSIC. Allí estuve varios años en los que pasé los mejores y también los peores momentos. Gracias a todos los profesores e investigadores por su ayuda. Quiero agradecer a Gilberto Herrero y a Beatriz del Moral todo su trabajo en la elaboración de las láminas delgadas y sus amistosas charlas. A Modesto Escudero por sus consejos de maquetación. A Pedro Herránz por sus charlas científicas y morales y a todos mis compañeros becarios de este departamento, muchos de ellos ya doctores, David, Laura, Carlos, Paco, Juampe, Belén, Begoña, Sandra y Raúl.

Son muchas las personas que han colaborado en distintas partes de la tesis proponiendo ideas, realizando análisis y discutiendo hipótesis. Quiero agradecer su colaboración a la Dr. Ana Alonso-Zarza del Dpto. de Petrología de la UCM, por sus comentarios sobre desarrollo de paleosuelos, al Dr. Eduardo Barrón del IGME, por la realización del estudio palinológico y a INOCSA y en especial a Ramón Bella, por la cesión de los modelos hidráulicos de los abanicos actuales utilizados en esta tesis.

Todo este trabajo me ha llevado a conocer un gran número de investigadores repartidos por todo el mundo y que han estado dispuestos a ayudarme con sus comentarios. Una gran parte del conocimiento sobre hidráulica que he podido adquirir a lo largo de este tiempo se lo debo al Dr. Chris Paola, del SAFL en la Universidad de Minnesota (USA). Su prestigio y su calidad humana le avalan en todo el mundo. No puedo olvidarme de Juan Fedele de la Universidad de Saint Claude (USA) por sus enseñanzas, sus correcciones y sobre todo, su amistad, que espero perdure aunque estemos lejos. También mi más sincero agradecimiento a mis compañeros de la Universidad de Minnesota, Ben, John, Nikki y Michal, por hacerme las estancias en Minneapolis mucho más agradables. A los investigadores de la Universidad de Birmingham quiero agradecerles su acogida, sus consejos y su incansable capacidad de trabajo, en especial a Ian Fairchild, Ivan Samson y Paul Smith.

Me gustaría agradecer a los dos revisores, Guillermina Garzón de la UCM y Alfredo Arche del CSIC, sus correcciones y su ayuda para la mejora de esta tesis.

Quiero dedicar un párrafo especial a Tote del Instituto de Geología Económica del CSIC. No solo por sus fotos inmejorables y por lo bien que se trabaja con él, sino por ser un amigo, un compañero y por consolarme en los momentos difíciles. Su amistad es una de las mejores cosas que he conseguido con esta tesis.

No puedo expresar con palabras lo enormemente agradecida que le estoy a Sol López, Vicedecana de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM, por todos sus esfuerzos, por las reuniones y las circunstancias a las que se ha tenido que enfrentar por mí. Muchísimas gracias.

Quiero agradecer a mis amigos de la facultad, Julia, David, Santi, Rubén, Tonio, Berta, Illán, Carlos y Juan, por todo su apoyo y su amistad durante todos estos años. Chicos, aunque parezca increíble, por fin he terminado.

El que esta tesis se termine se lo debo en una buena parte a Javier Pedraza y Rosa Carrasco. Ellos me ayudaron a entrar en el Dpto. de Geodinámica y a conocer a mi director de tesis. Siempre estaré en deuda con ellos.

A las Dras. Beatriz Chacón y María Ochoa de Repsol quiero agradecerles todo su apoyo y sus consejos durante nuestras charlas. Su visión desde el mundo exterior me ha ayudado mucho. A Miguel y Graciela, por acogerme en su casa en Gales, por su cercanía y por su amistad. Miguel ¿ves? Este es nuestro año.

Tengo que agradecer a David Domínguez su gran apoyo y ayuda durante una gran parte del desarrollo de esta tesis. Solo puedo decir que es un gran científico y espero, un amigo.

Un enorme gracias para mis mejores amigas, Lola, Patri y Paz. Gracias, mis niñas, por estar ahí, por consolarme, por darme ánimos y por sacarme de casa y distraerme. Son las mejores y después de veintitantos años de amistad solo puedo estar orgullosa de tenerlas como amigas.

En estos últimos meses nada habría sido igual sin tener a Carlos conmigo. Él ha sido la energía para seguir cada día y a la vez el remanso de calma que necesitaba. Muchas gracias.

Por último, quiero agradecer el apoyo incondicional de mi familia, mis padres, Jose Luis y Ángeles, y mi hermano, Rodrigo. Ellos han estado siempre ahí. Me han acompañado al campo, han cogido muestras, han revisado texto y sobre todo me han infundido ánimo para seguir adelante. Ellos, aunque a veces no se lo demuestre, son imprescindibles en mi vida.

Muchas gracias a todos.

Índice

- Agradecimientos

- Índice

- Capítulo 1. Introducción

1.1 Prólogo

.....	3
1.1.1 El Triásico del NW de la Cordillera Ibérica	3
1.1.2 Ramblas y abanicos aluviales de la provincia de Murcia	4
1.2 Objetivos	7
1.3 Organización de la memoria	9
1.3.1 Parte I: El Triásico del NW de la Cordillera Ibérica	9
1.3.2 Parte II: Ramblas y abanicos aluviales actuales de la provincia de Murcia ...	10
1.3.3 Parte III: Comparación	10
1.3.4 Parte IV: Conclusiones	10
1.3.5 Parte V: Anexos	11
1.4. Metodología	12
1.4.1. Trabajo de campo	12
1.4.2. Trabajo de laboratorio	13
1.4.3. Trabajo de gabinete	15

- PARTE I: TRIÁSICO

- Capítulo 2. Introducción al Triásico del NW de la Cordillera Ibérica

2.1. Introducción	23
2.2. Localización geográfica	23
2.3. Marco geológico	29
2.3.1. Precámbrico	29
2.3.2. Paleozoico	29
2.3.3. Mesozoico	36
2.3.4. Cenozoico	42
2.3.5. Cuaternario	46
2.4. Antecedentes generales	47
2.4. 1. Antecedentes locales y de la Cordillera Ibérica	47
2.4. 2. Antecedentes del Triásico de otras zonas de la Península Ibérica	75
2.4. 3. Antecedentes del Triásico Germano	83

- Capítulo 3. Litoestratigrafía

3.1. Introducción	89
3.2. Descripción de unidades	92
3.2.1. Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón	92
3.2.2. Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba	96
3.2.3. Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón	100
3.2.4. Fm. Lutitas versicolores de Atalaya	104
3.2.5. Fm. Lutitas y yesos de Valderromán	108
3.2.6. Fm. Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos	112
3.2.6.1. Serie Basal	113

3.2.6.2. M b. Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta	118
3.3. Mineralogía de lutitas	123
3.3.1. Introducción	123
3.3.2. Resultados	124
3.3.3. Conclusiones	126
3.4. Cronoestratigrafía	128
3.4.1. Introducción	128
3.4.2. Descripción de las muestras	129
3.4.3. Conclusiones	133
3.5. Paleomagnetismo	139
3.6. Correlación litoestratigráfica	143
3.6.1. Introducción	143
3.6.2. Distribución de unidades en el área de estudio	143
3.7. Discusión de las unidades y correlación con otras áreas	147
3.7.1. Introducción	147
3.7.2. Correlación con otras regiones de la Península Ibérica	147
3.7.3. Correlación con el Triásico alemán	147
3.8. Resumen y conclusiones	162
- Capítulo 4. Medios y paleogeografía del Triásico del NW de la Cordillera Ibérica	
4.1. Introducción	169
4.2. Medio costero	
4.2.1. Introducción	171
4.2.2. Descripción de facies	171
4.2.3. Asociaciones de facies del medio costero	183
4.2.4. Subambientes y evolución paleogeográfica	200
4.2.5. Control de la sedimentación de carácter costero	207
4.3. Medio continental	219
4.3.1. Introducción	219
4.3.2. Descripción de facies	219
4.3.3. Asociaciones de facies del medio costero	233
4.3.4. Medios sedimentarios y paleogeografía de los sistemas continentales	249
4.3.5. Control sedimentación y secuencias fundamentales de carácter continental	262
- Capítulo 5. Hidráulica fluvial	
5.1. Introducción y objetivos	279
5.2. Breve historia de la hidráulica y antecedentes	281
5.3. Metodología	289
5.3.1. Trabajo de campo	290
5.3.2. Trabajo de laboratorio	290
5.3.3. Trabajo de gabinete	292
5.4. Variables y características hidráulicas	295
5.4.1. Introducción	295
5.4.2. Datos de campo	295
5.4.3. Variables calculadas	301
5.5. Resultados del cálculo de las variables hidráulicas	312
5.5.1. Introducción	312
5.5.2. Datos de campo	312
5.5.3. Variables hidráulicas	324

5.6. Calibración del método paleohidráulico por medio de la experimentación	349
5.6.1. Canal de formas de fondo. Experimento 1	349
5.6.2. Reconstrucción paleohidráulica a partir de réplicas	357
5.7. Discusión y conclusiones	360

PARTE II: RAMBLAS Y ABANICOS ALUVIALES ACTUALES DE LA PROVINCIA DE MURCIA

- Capítulo 6. Introducción y antecedentes de las ramblas y abanicos del SE de la provincia de Murcia	
6.1. Introducción	371
6.2. Localización geográfica	371
6.3. Marco geológico	375
6.3.1. Complejo Nevado-Filábride	375
6.3.2. Unidad Intermedia	376
6.3.3. Complejo Alpujárride	376
6.3.4. Complejo Maláguide	376
6.3.5. Materiales postorogénicos	379
6.3.5.1. Rocas volcánicas postorogénicas	379
6.3.5.2. Rocas sedimentarias postorogénicas	379
6.3.6. Tectónica y cambio eustáticos	380
6.4. Antecedentes generales	382
6.4.1. Antecedentes regionales	382
6.4.2. Antecedentes sobre abanicos	384
- Capítulo 7. Geomorfología y sedimentología de las ramblas y los abanicos actuales	
7.1. Introducción	391
7.2. Descripción de facies	391
7.3. Elementos arquitecturales	398
7.4. Geomorfología y descripción del medio	404
7.4.1. Introducción	404
7.4.2. Geomorfología y evolución del abanico de La Azohía	405
7.4.3. Geomorfología y evolución del abanico de Las Moreras	410
7.4.4. Geomorfología y evolución del abanico de Nogalte	416
7.4.5. Influencia antrópica	424
- Capítulo 8: Caracterización hidráulica de los sistemas rambla-abanico del SE de Murcia	
8.1. Introducción	429
8.2. Metodología	429
8.2.1. Introducción	429
8.3. Caracterización hidráulica de la rambla y abanico de La Azohía	435
8.3.1. Exposición de los datos y procedimiento	435
8.3.2. Cálculo y estudio de las variables hidráulicas	435
8.4. Caracterización hidráulica de la rambla y abanico de Las Moreras	455
8.4.1. Exposición de los datos y procedimiento	455
8.4.2. Cálculo y estudio de las variables hidráulicas	458
8.5. Caracterización hidráulica de la rambla y abanico de Nogalte	475
8.6. Discusión y conclusiones	480
8.6.1. La Azohía	480

8.6.2. Las Moreras	484
8.6.3. Nogalte	487
8.6.4. Comparación de sistemas	488

Parte III. COMPARACIÓN ENTRE ABANICOS ANTIGUOS Y ACTUALES

- Capítulo 9: Comparación entre abanicos triásicos del NW de la Cordillera Ibérica y abanicos actuales de Murcia	493
9.1. Introducción	493
9.2. Comparación sedimentológica y geomorfológica	493
9.2.1. Facies	493
9.2.2. Elementos arquitecturales	495
9.2.3. Paleogeografía y geomorfología	496
9.2.4. Conclusiones comparativa geomorfológica y sedimentológica	498
9.3. Comparación hidráulica	499
9.3.1. Introducción	499
9.3.2. Caracterización de los granos y su cálculo	499
9.3.3. Datos asumidos para el cálculo	500
9.3.4. Variables dimensionales y sus relaciones	500
9.3.5. Estimación de la pendiente	501
9.3.6. Estimación de las tensiones de corte	501
9.3.7. Estimación de las distintas velocidades	502
9.3.8. Estimación del régimen de flujo	503
9.3.9. Coeficientes de fricción	503
9.3.10. Mecanismos de transporte y formas de fondo	505
9.3.11. Caudales	506
9.3.12. Potencia fluvial	507
9.3.13. Conclusiones de comparativa hidráulica	509

Parte IV. CONCLUSIONES

- Capítulo 10. Conclusiones	515
10.1. Introducción	515
10.2. Conclusiones estratigráficas del Triásico	515
10.3. Conclusiones geomorfológicas y sedimentológicas del Triásico	517
10.4. Conclusiones de estratigrafía secuencial del Triásico	518
10.5. Conclusiones hidráulicas del Triásico	519
10.6. Conclusiones sedimentológicas y geomorfológicas de los abanicos actuales	520
10.7. Conclusiones hidráulicas de los abanicos actuales del SE de Murcia	522
10.7.1. Azohía	522
10.7.2. Moreras	523
10.7.3. Comparación de abanicos	524
- Capítulo 11. Bibliografía	529

Parte V. ANEXOS

Anexo I: Columnas estratigráficas

- Zona A: Honrubia de la Cuesta	An.7
- Zona B: Cuevas de Ayllón	An.51
- Zona C. Condemios-Atienza	An.125

- Sondeo de Alcozar	An.141
- Sondeo Gormaz	An.145
Anexo II: Tablas de hidráulica	An.152
Anexo III: Análisis de RayosX	An.210
Anexo IV: Columnas estratigráficas de los materiales actuales	
- La Azohía	An.229
- Las Moreras	An.236
- Nogalte	An.240
Anexo V: Tabla de datos hidráulicos de los materiales actuales	An.258
Anexo VI: Índice de acrónimos y abreviaturas	An.287

Capítulo 1. Introducción

1.1. Prólogo

Se presenta esta memoria para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid. Contiene la Tesis Doctoral de Dña. Laura Razola Mariño titulada “*Paleohidráulica de sedimentos fluviales antiguos y sedimentología de los materiales continentales y marinos del Triásico Medio y Superior del NW de la Cordillera Ibérica y su comparación con medios actuales*”; que ha sido dirigida por el Doctor: D. Jose Antonio Ortega Becerril, del Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la citada Universidad. En este capítulo se va a introducir el contexto espacio-temporal del Triásico y el Cuaternario y se describe la estructura y la metodología seguida para la realización de este trabajo.

Este estudio comenzó en la línea de investigación sobre “Controles climáticos, tectónicos y/o eustáticos, de las secuencias fluviales triásicas del margen occidental del Tethys”, bajo el proyecto, BTE2001-0568 del CSIC, dirigido por Alfonso Sopeña. El estudio se ha llevado en el Departamento de Geodinámica y en el Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas junto con el Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM).

1.1.1. El Triásico del NW de la Cordillera Ibérica

El Triásico fue un periodo de tiempo con importantes cambios y muy significativo en la historia de la evolución de la Tierra. Podría considerarse una etapa de transición. En ese momento había un gran supercontinente, Pangea, rodeado por un inmenso océano, Panthalassa. Este continente sufrió una importante fragmentación, que comienza en este periodo, con la apertura del Tethys y del Atlántico Norte. Fue una época con un clima muy extremo, árido en algunas regiones, mientras que en otras se producían importantes monzones con lluvias estivales (Loope, 2001). Además, con la fragmentación del continente se suceden importantes episodios de fuerte vulcanismo, donde se expulsaron grandes cantidades de coladas y gases.

La Península Ibérica es un buen ejemplo de región donde las estructuras tardihercínicas influyeron en la sedimentación Mesozoica (Sopeña *et al.*, 1988). Durante el Mesozoico, la Península Ibérica formaba parte del basamento consolidado en la Orogenia Varisca (Sopeña y Sánchez-Moya, 2004). Al abrirse el mar de Tethys, la Península pasó a formar parte del margen noroccidental de la plataforma de dicho mar. Con el comienzo del ciclo alpino (Pérmico superior-Triásico) se inicia una etapa de inestabilidad tectónica que produce la fragmentación de Pangea. Esta fragmentación afectó de manera muy importante a la Península Ibérica. El resultado de esta fragmentación fue la apertura de un importante sistema de rifts Mesozoicos, relacionados con la apertura y propagación del Tethys y con la apertura del Atlántico Norte. El rift que se generó en Iberia cubrió gran parte de la Península, desde el NW al SE, manteniéndose activo hasta el Cretácico.

El Triásico se engloba dentro del primer ciclo del Rift de la Cordillera Ibérica. Un momento de gran interés dentro del desarrollo del Rift Ibérico fue el final de la primera etapa,

durante el final del Triásico Medio y el Triásico Superior. Se correspondería con el depósito de las facies *Keuper*, que abarcan desde el Carniense hasta el Noriense y son extensivas sobre cualquier otra facies triásica depositada con anterioridad (Ortí, 2004). La primera parte de esta tesis doctoral reúne los datos obtenidos y las interpretaciones realizadas tras el estudio estratigráfico, sedimentológico y paleohidráulico de los materiales del final del Triásico Medio y el Triásico Superior que afloran en un amplio sector que engloba la zona más occidental de la Cordillera Ibérica y su intersección con el Sistema Central en las provincias de Segovia, Burgos, Soria y Guadalajara.

Los materiales que se depositaron en la zona de estudio al final del Triásico Medio son las facies equivalentes a los sistemas marinos que se desarrollaron en el centro de la cuenca. Estos sedimentos permiten trazar la línea máxima de costa para la segunda transgresión del Tethys.

De las tres Series que componen el Triásico español, es del Superior, en concreto de las facies de borde, de las que menor información tenemos, debido en general a las dificultades del estudio de series bien localizadas y con disposición tectónica tranquila (Ortí, 1974). Este problema se ve solventado en la zona de estudio triásica elegida para esta Tesis, ya que los afloramientos son de una gran calidad, casi continuos. Presentan, además, un excepcional grado de conservación y exposición. Esto se debe a la presencia de litologías más resistentes, como areniscas, conglomerados, dolomías, que hacen posible la aparición de abruptos barrancos y laderas donde se puede estudiar la serie. Aunque se pueden apreciar importantes efectos de la tectónica, no impiden hacer los estudios objeto de este trabajo. Una de las particularidades principales que presentan las facies del Triásico Superior de esta zona es que, además de ser el final del primer ciclo de rifting, se localizan en el borde de la cuenca. Esta singular localización hace que en la región de estudio se interdigiten los depósitos de origen aluvial con los depósitos evaporíticos, que se depositarían hacia el centro de la cuenca. Además presenta una variada litología (arcillas, areniscas, conglomerados y, en menor medida, evaporitas y carbonatos) y por tanto importantes variaciones en los ambientes de depósito.

Una vez analizadas todas estas premisas, el estudio de la zona NW de la Cordillera Ibérica, podría constituir un eslabón importante en el estudio del final del Triásico Medio y del Triásico Superior, concretamente del Carniense-Noriense, y su límite tanto con el Triásico Medio como con las unidades suprayacentes (Fm. Imón, Goy *et al.*, 1976) de la Cordillera Ibérica. El conocimiento de estas áreas es importante para entender la evolución de las series triásicas, sus discontinuidades y su relación con el cratón estable.

1.1.2. Ramblas y abanicos aluviales actuales de la provincia de Murcia

El estudio de sistemas actuales permite, entre otras opciones, el poder comprender cuál era el funcionamiento y los procesos que dieron lugar a los materiales de edades más antiguas. Esta es una de las razones por las cuales en esta tesis se han estudiado los depósitos actuales de abanicos aluviales en el SE de la provincia de Murcia. El estudio de los abanicos aluviales de Nogalte, La Azohía y Las Moreras va a permitir un conocimiento general del funcionamiento de

estos sistemas en el NE de la Cordillera Bética y la comparación con los materiales continentales del Triásico Superior.

La similitud en algunas de las características que se le atribuyen a los abanicos del Triásico Superior del NW de la Cordillera Ibérica, la facilidad de acceso a los afloramientos, así como condiciones climáticas y ambientales similares, hacen de estos abanicos cuaternarios una importante fuente de datos para la comparación y la comprensión de los sistemas antiguos.

Los depósitos de abanicos actuales de la Cordillera Bética han sido objeto de varios estudios en los últimos años. El relleno sedimentario de las cuencas más recientes presenta una importante acumulación de depósitos cuaternarios (Gutierrez-Elorza *et al.*, 2002). Una de las áreas más importantes de depósito Cuaternario es la zona de cizalla lateral-izquierda del E de las Béticas (Montenat *et al.*, 1987). Esta zona es una larga y estrecha depresión de geometría sigmoidal que se extiende, con dirección SW-NE, desde Almería a Alicante (Silva *et al.*, 1993).

En la Cordillera Bética hay una importante relación entre los depósitos cuaternarios y los tres sistemas de fallas más recientes, con direcciones ENE, NW y NNE. Las fallas con dirección NNE-SSW muestran un comportamiento sinistral y controlan la línea de costa y la distribución de los depósitos cuaternarios de la zona comprendida entre Alicante y la zona de Carboneras. Algunas de estas fallas son la de Palomares, Carboneras, Alhama-Murcia, entre otras. Esta última controla el depósito del Abanico de Nogalte, en la depresión del Guadalentín, objeto de estudio en este trabajo.

La descripción de los depósitos cuaternarios viene determinada por el ambiente de sedimentación. Los depósitos fluviales en las Béticas están representados por piedemontes, abanicos y conos aluviales, terrazas y llanuras aluviales. Los depósitos de flujos no canalizados suelen relacionarse con el frente montañoso y suelen estar generados mayoritariamente por *sheet-flow*, mientras que los depósitos canalizados se localizan en los valles fluviales y en las llanuras aluviales.

En la depresión del Guadalentín, las recientes actividades en las fallas de Lorca-Alhama, Palomares y Carrasco, producen una discordancia progresiva importante en los depósitos de abanicos aluviales, como el de la rambla de Nogalte, que en algunos casos superan los 200 m de espesor (Silva *et al.*, 1992). Se han definido tres fases deposicionales para esta zona con diferentes estilos sedimentarios y se ha comprobado el progresivo decrecimiento de la actividad tectónica regional y el incremento de la aridificación durante el Cuaternario (Harvey, 1990). Los depósitos de abanicos aluviales de esta zona presentan pendientes suaves y están dominados por agradaciones *offlap* distales.

Los depósitos aluviales en los alrededores de Cartagena han sido estudiados desde el punto de vista de la neotectónica, por la que están muy influenciados por los cambios en el clima y en el nivel de base. En esta zona se localiza el abanico de La Azohía.

Las llanuras aluviales antiguas están localizadas en zonas tectónicamente activas y

preservadas por procesos de captura fluvial. Un ejemplo de estas llanuras lo constituye en golfo de Mazarrón, con las ramblas de Murcia-Las Moreras. Estas ramblas cambiaron su curso hacia el Mar Menor, a través de la rambla de Fuente Álamo, que fue capturado por el río Sangonera, durante el Pleistoceno medio.

1.2. Objetivos

Los objetivos planteados para el desarrollo del trabajo fueron los siguientes:

- Establecer el límite entre el Triásico Medio, representado por las facies equivalentes al *Muschelkalk*, y el Triásico Superior, representadas por las facies *Keuper*, en la zona de estudio, correlacionándolo con otras áreas cercanas.

- Describir las Unidades Litoestratigráficas de los materiales de las facies equivalentes al *Muschelkalk* y del *Keuper*, basadas tanto en los datos de campo como en el levantamiento de columnas estratigráficas.

- Correlacionar las unidades descritas con las definidas por otros autores para el resto de la Península Ibérica.

- Datar, por medio de análisis palinológico, los materiales objeto de estudio.

- Analizar las facies, las asociaciones, las secuencias deposicionales y la arquitectura sedimentaria de los materiales triásicos, para poder establecer los medios sedimentarios en los que se depositaron las distintas litologías que componen los afloramientos.

- Establecer la evolución paleogeográfica del Triásico, haciendo una distribución de los medios sedimentarios descritos anteriormente. Este estudio permitirá realizar un modelo de medios de depósito para el borde de cuenca.

- Correlacionar y comparar los datos estratigráficos y sedimentológicos obtenidos para el Triásico con los de otras zonas de la Cordillera Ibérica y de la Península Ibérica.

- Describir y analizar la estratigrafía secuencial de los materiales de estudio utilizando conceptos de cortejos sedimentarios para los materiales costeros y de movimientos en el nivel de equilibrio fluvial para los materiales continentales.

- Estudiar en la zona de la Sierra de Pradales (Fig. 1.3) los materiales triásicos compuestos por conglomerados, areniscas y arcillas. Aunque se asemejan a las facies *Buntsandstein*, las referencias cronoestratigráficas más cercanas (sector de Ayllón-Atienza) hacen pensar que su edad podría ser Carniense-Noriense (Hernando *et al.*, 1977; Hernando, 1977 y 1980; Sopena, 1979).

- Estudiar las propiedades paleohidráulicas de los sedimentos aluviales y fluviales antiguos (Fig.1.1.), en este caso del *Keuper*, usando métodos de hidráulica clásica en el análisis de distintas propiedades, mediante medidas de parámetros en campo como el tamaño de grano,

las paleocorrientes, calculo de otros parámetros por medio de formulación básica, como la velocidad del flujo, etc.

- Analizar las facies y la arquitectura sedimentaria de los abanicos actuales para poder establecer los procesos generadores de los distintos depósitos.

- Hacer la caracterización geomorfológica de lo abanicos aluviales para estudiar la dinámica y evolución de estas estructuras.

- Calcular las propiedades paleohidráulicas (Fig.1.1.) de los sedimentos de abanicos aluviales actuales de la provincia de Murcia, usando los mismos métodos de hidráulica clásica utilizados para el Triásico.

- Contrastar los resultados obtenidos de los parámetros hidráulicos para el Triásico y para los sedimentos actuales.

- Establecer una metodología hidráulica para trabajar con materiales antiguos y para poder compararlos con los sistemas modernos (fig.1.1.). De esta manera se minimizan los errores que se pudieran producir por la falta de datos en los materiales antiguos.

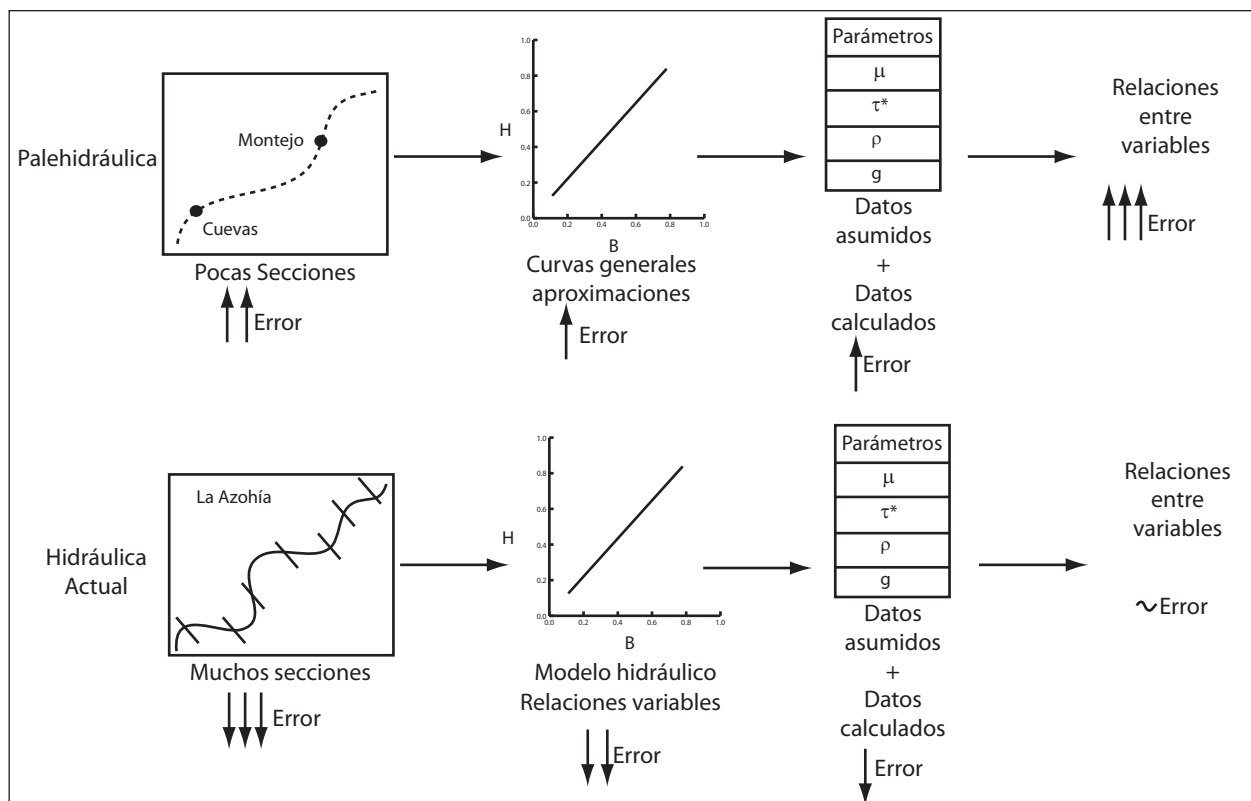


Fig.1.1. Justificación del uso de la metodología de trabajo para el estudio hidráulico del Triásico y de los sistemas actuales.

1.3. Organización de la memoria

La presente memoria de Tesis Doctoral, está estructurada en cinco partes. La Parte I se refiere al estudio de los materiales del Triásico. En la parte II se estudian los depósitos actuales de Murcia. En la Parte III se realiza la comparación entre el Triásico y los depósitos actuales. La Parte IV estaría compuesta por las conclusiones del trabajo. Por último, en la Parte V se exponen una serie de Anexos con los datos en los que se basa este trabajo.

1.3.1. Parte I: El Triásico del NW de la Cordillera Ibérica

1.3.1.1. Prólogo y antecedentes del Triásico

En el capítulo 2 se hace una introducción geográfica y geológica para poder tener una visión global de la zona de estudio triásica. Por último, se recopilan los antecedentes. Con esta recopilación se ha pretendido dar una visión general del conocimiento del Triásico en toda la Península Ibérica. Estos antecedentes se han organizado de manera regional. Por un lado, se enumeran los correspondientes al área de estudio y a la Cordillera Ibérica. En un segundo apartado se incluyen antecedentes del resto de la Península (Levante, las Béticas, los Catalánides, etc.). Finalmente se han incluido los trabajos realizados en otras zonas de Europa sobre el Triásico Medio y Superior, que por su similitud con la zona de estudio, pudieran ser de interés.

1.3.1.2. Estratigrafía

En el capítulo 3 se ha descrito el estudio estratigráfico realizado en el Triásico, que ha consistido, fundamentalmente, en la diferenciación de unidades estratigráficas. Estas unidades se han correlacionado con las unidades descritas por otros autores para otros lugares de la Península Ibérica. Y se han establecido las edades de estas unidades por criterios palinológicos y estratigráficos.

1.3.1.3. Sedimentología y geomorfología.

El estudio sedimentológico del Triásico (Capítulo 4) ha consistido en la descripción de las facies, asociaciones de facies, arquitectura sedimentaria y medios sedimentarios en los que se depositaron los materiales estudiados. Posteriormente, se realiza el estudio paleogeográfico, geomorfológico y la evolución del borde de cuenca, así como el análisis de la estratigrafía secuencial tanto en los materiales marinos como en los continentales.

1.3.1.4. Hidráulica

Este capítulo 5 comienza con una introducción al método paleohidráulico y

posteriormente se aplica este método en los depósitos triásicos. Tras el apartado de análisis de los resultados se procede a la caracterización de los sistemas fluviales en el área de trabajo del Triásico. El estudio paleohidráulico se centra en dos afloramientos en los que se han tomado medidas de varios parámetros y recogido muestras para su tratamiento en el laboratorio. Por último, se realiza un experimento en un tanque para simular los parámetros calculados para los sedimentos del área de estudio, comprobando así que pueden reproducirse en laboratorio y que es un sistema similar a los medios actuales.

1.3.2. Parte II: Ramblas y abanicos aluviales actuales de la provincia de Murcia

1.3.2.1. Prólogo

Se realiza una introducción geográfica y geológica de la zona de estudio de los abanicos actuales en la provincia de Murcia. Se hace una breve recopilación de los antecedentes de la zona, así como una selección de los trabajos representativos en el estudio de abanicos aluviales. Este prólogo se corresponde con el capítulo 6.

1.3.2.2. Sedimentología y geomorfología de los abanicos

En el capítulo 7 se han descrito las facies y la arquitectura sedimentaria de los abanicos aluviales actuales. Posteriormente, se realiza el estudio geomorfológico y se detalla la evolución de los sistemas desde los años 50.

1.3.2.3. Hidráulica.

Aplicando la formulación básica de hidráulica descrita anteriormente para el Triásico, este capítulo 8 expone los resultados obtenidos para la caracterización hidráulica de los tres abanicos aluviales y sus ramblas objeto de estudio. El estudio parte de los datos obtenidos en los modelos hidráulicos de cada zona en el programa HEC-RAS.

1.3.3. Parte III

1.3.3.1. Comparación y contrastación

En el capítulo 9 se realiza una compara entre los resultados hidráulicos obtenidos para el Triásico del NW de la Cordillera Ibérica y los sistemas de abanicos aluviales en la provincia de Murcia. Se discute la fiabilidad de la metodología de cálculo.

1.3.4. Parte IV: Conclusiones

En este punto se hace una recopilación de todos los datos expuestos y desarrollan las conclusiones del trabajo.

1.3.5. Parte V: Anexos

Este epígrafe está compuesto por la descripción de las columnas del Triásico y de los abanicos actuales, las tablas de los datos hidráulicos obtenidos para los depósitos triásicos y los gráficos de los análisis de Rayos X.

1.4. Metodología

En este apartado se describen los pasos seguidos, el método científico y los programas informáticos utilizados para el desarrollo de este trabajo. La metodología que se ha utilizado en este trabajo se muestra en la figura 1.1. Los trabajos iniciales estuvieron constituidos por una recopilación bibliográfica, la realización de cartografías de detalle y la planificación del trabajo de campo.

La revisión bibliográfica ha consistido, en una primera fase, en la recopilación y lectura de aquellos trabajos referidos a los depósitos triásicos de la zona de estudio y áreas adyacentes así como de gran parte del planeta. Se ha prestado especial interés en aquellos en los trabajos en los que se llevan a cabo estudios estratigráficos detallados, con definición y caracterización de unidades litoestratigráficas, con objeto de poder correlacionarlas posteriormente con nuestra área de trabajo. Posteriormente se recopilaron los trabajos realizados en los abanicos aluviales actuales en la provincia de Murcia. También se ha repasado la bibliografía temática básica para este tipo de estudio, y que se refiere a conceptos y fundamentos de estratigrafía, sedimentología y análisis de facies, geomorfología, hidráulica básica, estudio de procesos sedimentarios y de ambientes de depósito, etc., tanto en materiales detríticos, carbonáticos y evaporíticos. La revisión y estudio de bibliografía, tanto regional como temática, es una labor que ha continuado en todas las etapas de la realización del trabajo.

En los primeros momentos del estudio, se llevó a cabo, paralelamente con la búsqueda bibliográfica, el reconocimiento geológico previo de las zonas, realizándose una primera fotointerpretación y una revisión de la cartografía de la que se disponía. Con los datos y muestras obtenidas en el campo se llevaron a cabo las técnicas de laboratorio que se decidieron más convenientes para la resolución de los problemas que planteaba esta tesis.

La metodología seguida en este trabajo puede ser dividida en tres líneas que se exponen a continuación:

1.4.1.- Trabajo de campo

El trabajo de campo fundamental para la realización de este estudio ha consistido, esencialmente, en:

- Primera fase de reconocimiento. Ha consistido en una serie de campañas de reconocimiento general de las zonas de estudio, con el fin de realizar la planificación del trabajo de campo de detalle.

- El levantamiento de columnas estratigráficas de detalle de las facies equivalentes al *Muschelkalk* y el *Keuper*, en lugares seleccionados, donde se encontraran los mejores afloramientos y el registro fuera lo más completo posible. Se han estudiado 32 columnas a escala 1:100, tanto parciales como de detalle.

- El levantamiento de secciones de detalle a lo largo de los abanicos aluviales actuales elegidos para el estudio. Se han levantado 21 secciones a una escala 1:20.

- El estudio de afloramientos seleccionados que podían proporcionar información importante sobre los materiales de estudio. No solo nos hemos centrado en la observación de afloramientos en la zona de estudio triásica, sino que también se han realizado observaciones en afloramientos de áreas cercanas como el anticlinal de Riba de Santiuste o Medinaceli para poder correlacionar nuestros materiales con los de estas zonas. Respecto a los sedimentos actuales se han visitado los afloramientos de otros abanicos importantes dentro de la cuenca del Guadalentín.

- La recogida de muestras seleccionadas, para su posterior estudio en el laboratorio. La metodología que se ha seguido a la hora de recolectar estas muestras ha dependido del análisis o estudio para el que estuvieran destinadas. En cada columna se han recogido las muestras más representativas para el estudio de lámina delgada y que definieran mejor los componentes deposicionales así como su alteración posterior. En cuanto a la fracción fina (limos y arcillas) fue analizada mediante Rayos X, para conocer su composición mineralógica. Se tomaron también muestras de lutitas para su posterior tratamiento y determinación del contenido palinológico. Se recogieron 200 muestras en estructuras sedimentarias (estratificación cruzada planar o de surco), que ofrecían información sobre paleocorrientes y otros datos que pudieran ser útiles para el estudio paleohidráulico. Estas muestras se trataron en el laboratorio para los análisis granulométricos.

- La toma de fotografías de campo para su posterior tratado y utilización en este trabajo. Para la realización de esta tesis era importante que las fotos mostraran no solo los aspectos generales de cada una de las unidades definidas, sino también su relación entre ellas y las estructuras deposicionales y diagenéticas que las caracterizan. Se han realizado paneles fotográficos generales y de detalle, que han permitido el estudio de estructuras y cuerpos sedimentarios.

1.4.2.- Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio ha consistido en el tratamiento y estudio de las muestras recogidas en el campo. La preparación de las láminas delgadas, muestras de polen y muestras de granulometrías del Triásico se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. Se han realizado para su estudio en el microscopio petrográfico 170 láminas delgadas, representativas de las distintas columnas.

Para la determinación de la mineralogía y geoquímica y el mejor reconocimiento de las muestras se han utilizado distintas tinciones: Para el reconocimiento de carbonatos se han utilizado Rojo de Alizarina y ferrocianuro potásico al 1,5% de HCl. La lámina se sumerge hasta que alcance la tinción. Por otro lado, se han teñido los feldespatos potásicos. Primero se le

realiza a la muestra un ataque previo con ácido fluorhídrico unos 45 segundos y, posteriormente, se sumerge en una solución saturada de cobaltinitrito sódico.

Posteriormente se ha procedido al estudio de estas láminas al microscopio petrográfico con objetivos de 2.5x, 5x, 10x y 20x. Se ha confeccionado una base de datos con la descripción de las muestras. Se han realizado observaciones de los componentes minerales y de la roca total; su tamaño, forma, textura, porcentaje de componentes, clasificación, etc.

Se han tomado fotografías de microscopio de todas las muestras tanto con nícoles paralelos como cruzados y de algunos aspectos de la lámina que fueran significativos para la descripción de la misma, como estructuras de suelos, nódulos, fósiles, etc.

Las muestras seleccionadas para el estudio de difracción de Rayos X han sido 45. Los análisis se han llevado a cabo en los laboratorios de la Facultad de Ciencias Químicas y de Farmacia de la Universidad Complutense de Madrid. La interpretación de los diagramas de Rayos X de estas arcillas se ha llevado a cabo en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía, de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

En este mismo laboratorio se ha realizado el tratamiento de las muestras para el estudio de pólenes. La metodología desarrollada es la siguiente: Una vez machacada la muestra seca se separa la fracción de 1 y 2 mm. En primer lugar se realiza un ataque con ácido clorhídrico al 10% (HCl) para eliminar el contenido en carbonato de la muestra. Después se agrega ácido fluorhídrico (FH) para eliminar el material silíceo. Posteriormente se produce la disolución de fluoruros por HCl al 10%. Tras cada uno de estos pasos hay que sifonear y lavar la muestra para que no queden restos de los ataques anteriores. Se realiza un centrifugado de la muestra y se hace una primera lámina de ensayo para comprobar la presencia o no de pólenes en la muestra. Si en esta lámina de ensayo se encuentra polen pero también gran cantidad de impurezas (materia orgánica) podemos realizar un ataque con Schulze (ClO_3K) y con potasa (KOH al 5%). Por último se procede a un nuevo centrifugado y a la preparación de la lámina definitiva.

Las granulometrías de las muestras del Triásico se han realizado sobre 200 muestras de areniscas. Se ha tratado las muestras con distintos reactivos para limpiarlas. Para la neutralización de la materia orgánica se ha utilizado agua oxigenada (H_2O_2) para la neutralización de la materia orgánica, HCl al 50% para los carbonatos, pirofosfato para la disgregación de las lutitas y ácido oxálico para la disolución del Fe. Una vez secadas las muestras se ha procedido a su tamizado. Algunas de estas muestras se han observado bajo lupa para reconocer las características de los granos.

En las estancias breves realizadas a la Universidad de Minnesota (Minneapolis, USA), St. Anthony Falls Laboratory, se aborda la descripción e interpretación paleohidráulica de dos afloramientos de un sistema fluvial antiguo, pertenecientes al Triásico Superior en facies *Keuper* y se han puesto en marcha experimentos en tanques de simulación hidráulica. Estos trabajos se han llevado a cabo bajo la supervisión del Profesor Chris Paola. Los experimentos

han consistido en la reproducción de condiciones y formas de fondo y en el estudio de réplicas.

1.4.3.- Trabajo de gabinete

En primer lugar se procedió a una búsqueda, revisión y recopilación bibliográfica de las distintas publicaciones científicas, tanto de la zona de estudio, como del Triásico de la Península Ibérica, sobre todo en el Sistema Central y la Cordillera Ibérica. También se ha recopilado información sobre el estudio de abanicos aluviales y en concreto sobre el estado del conocimiento de los mismos en el SE de Murcia. Se ha revisado también la bibliografía general sobre sedimentología, geomorfología, hidráulica, sistemas fluviales, paleosuelos, sistemas evaporíticos y *sabkhas*, etc.

Se realizó también una revisión exhaustiva de la cartografía existente, tanto de la general desarrollada en el plan MAGNA a escala 1:50.000, como de las cartografías más detalladas realizadas para áreas determinadas dentro de las áreas de estudio. Esta primera fase tenía como objetivo principal plantear el trabajo a desarrollar y las labores a realizar, así como delimitar el área de estudio y la búsqueda de secciones estratigráficas. Por otra parte, la fotointerpretación de las fotografías aéreas a escala 1:18.000, 1:20.000 ó 1:30.000 del área estudiada, las imágenes digitales del programa SIGPAC, del programa CARTOMUR y los mapas topográficos a escala 1:25.000 de la zona, permitieron, junto con la revisión de la cartografía antes de cada campaña de campo, seleccionar los afloramientos a estudiar.

Se ha realizado el estudio al microscopio de secciones delgadas, previamente teñidas para feldespato potásico y carbonatos que se habían realizado en el laboratorio. Estas láminas son de gran utilidad para la clasificación petrográfica y el reconocimiento de procesos diagenéticos (tanto en areniscas como en carbonatos) y en distintas sales, como yeso o anhidrita.

La siguiente fase del estudio ha consistido en la integración de todos los datos obtenidos en las campañas de campo, en el laboratorio y en el propio gabinete, para integrar los resultados del trabajo. Durante este periodo se elaboraron las unidades litoestratigráficas y su evolución tanto vertical como lateral. Se realizó el estudio sedimentológico y geomorfológico y se hizo la caracterización paleohidráulica y su comparación con los sedimentos actuales. Todos estos estudios permitieron reconocer la evolución tanto del Triásico Superior como de los abanicos actuales.

Se procedió a la representación gráfica de los datos obtenidos, tanto de las campañas de campo como del análisis posterior de las muestras. La representación de las columnas estratigráficas levantadas en campo se realizó con el programa de dibujo Corel Draw X3. Estas columnas se han realizado a escala 1:100 y 1:20, incluyendo todas las observaciones realizadas en campo y en el laboratorio. La mayoría de los gráficos incluidos en este trabajo se ha diseñado en Corel Draw X3 y Adobe Illustrator CS4. El retoque de algunas fotografías y el montaje de los paneles se han llevado a cabo por medio de Adobe Photoshop CS4 y PhotoStitch 3.1. Las tablas y diagramas de flujo se han realizado en los programas Adobe InDesign CS4, Microsoft

Office InfoPath 2003 y Microsoft Office Visio 2003.

Se han calculado los parámetros hidráulicos en hojas de cálculo de Microsoft Office Excel 2003. La representación de los gráficos de hidráulica se ha llevado a cabo en OriginPro 7.5 y SigmaPlot 9.0.

Por último, se ha procedido a la redacción de esta memoria con el editor de textos Microsoft Office Word 2003 y se ha realizado el montaje en el programa Adobe Indesign.

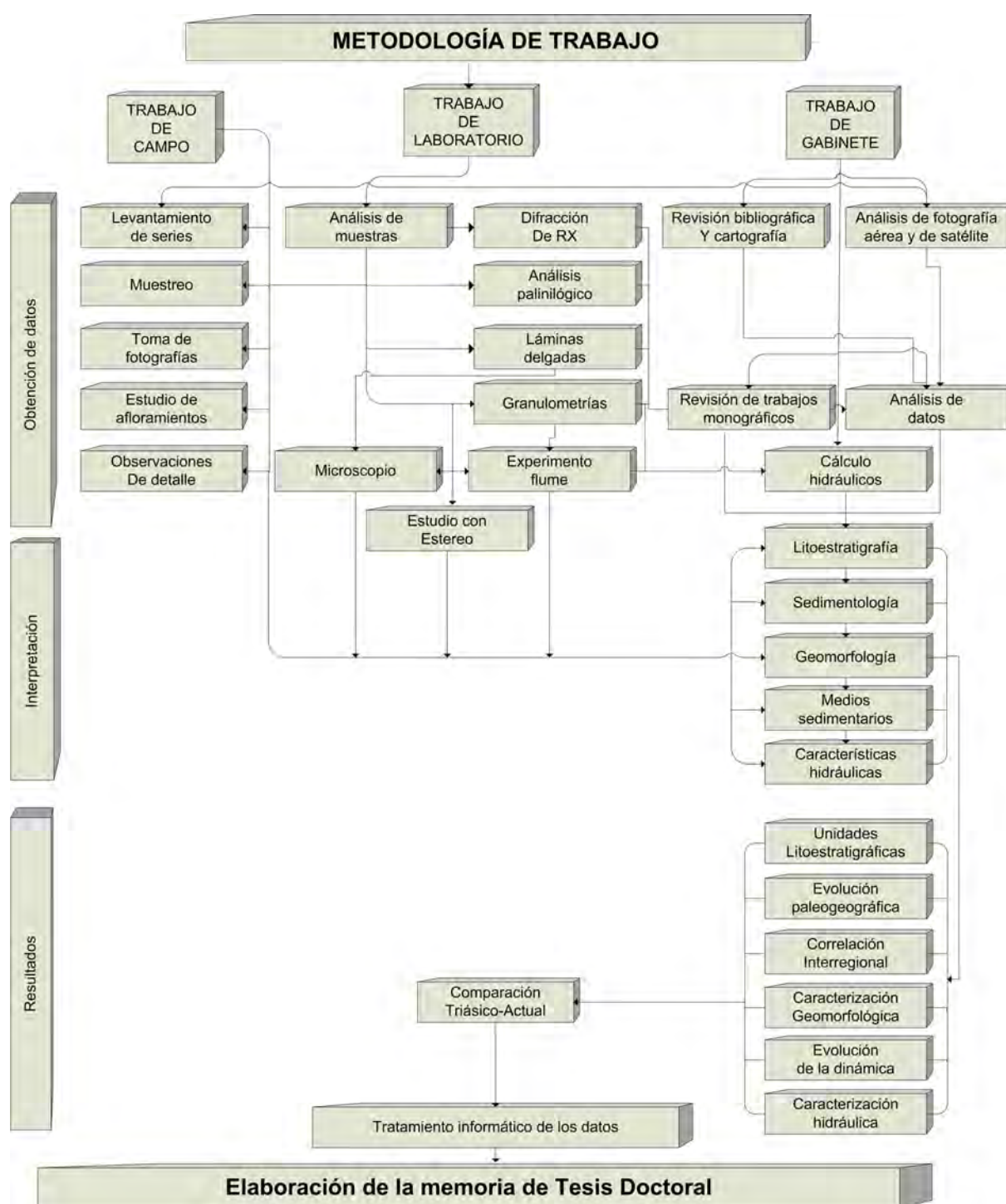


Figura 1.2.: Esquema en el que se resumen los pasos seguidos para la elaboración de este trabajo, agrupados en Trabajo de Campo, Trabajo de Laboratorio y Trabajo de Gabinete.

Parte I. TRIÁSICO DEL NW DE LA
CORDILLERA IBÉRICA

Capítulo 2. Introducción al Triásico del NW de la Cordillera Ibérica

2.1. Introducción

Este capítulo tiene como objeto el mostrar los datos geológicos existentes sobre el Triásico del NW de la Cordillera ibérica. Se va a realizar una descripción geográfica de la región de estudio en la que se explica la morfoestructura, el relieve, la red de drenaje, el clima, la vegetación, el desarrollo agrario, los términos municipales, las vías de comunicación y el desarrollo económico de la zona.

El encuadre geológico resume la geología existen en el área de estudio. La mayor parte de la zona pertenece a la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Afloran materiales de casi todas las edades. En este capítulo se realiza una exhaustiva exposición de la bibliografía y el estado del conocimiento sobre el Triásico no solo de la zona de estudio, sino también de áreas adyacentes y en las principales zonas donde aflora los materiales de esta edad en la Península Ibérica. Además se ha obtenido información sobre el Triásico en Alemania ya que la clasificación se basa en los estudios que se llevan a cabo en esta región. En los capítulos posteriores se utilizan estos datos para comparar los resultados obtenidos entre los datos obtenidos en la zona de estudio y el Triásico alemán.

2.2. Localización Geográfica

La región que comprende este trabajo se encuentra situada en el centro-norte de la Península Ibérica, en el lugar en el que se unen las provincias de Segovia, Burgos, Soria y Guadalajara (Figs.2.1. y 2.2.), en las Comunidades Autónomas de Castilla y León y Castilla La-Mancha. Comprende parte de las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000: nº 375 (Fuentelcésped), nº 403 (Maderuelo), 404 (Ayllón), nº 405 (Berlanga de Duero), nº 432 (Riaza), nº 433 (Atienza) y nº 434 (Barahona).

Desde el punto de vista orográfico, la zona se encuentra situada en las terminaciones occidentales de la Cordillera Ibérica, situándose al NW de las estribaciones nororientales del Sistema Central y al S de la cuenca de Almazán.

Destacan las sierras correspondientes a los relieves paleozoicos, la Sierra de Guadarrama, Sierra de Ayllón y Alto Rey. El resto de la zona presenta relieves más suaves, donde afloran sedimentos pérmicos, mesozoicos y terciarios. Las sierras más importantes en las que afloran estos últimos materiales son las Sierras de Cabras, de Pela y de Bulejo, cuyas líneas de cumbres marcan la divisorias de aguas de las cuencas de los ríos Duero y Tajo y el límite entre las provincias de Segovia, en el sector NO, y Guadalajara en el SE.

Morfoestructuralmente se pueden reconocer tres dominios bien diferenciados: En la zona S se localizan los relieves paleozoicos del Macizo de Ayllón. Un segundo dominio está constituido por los relieves cretácicos de la mesa de Cantalojas y Pico de Grado, que son la prolongación de los relieves calcáreos mesozoicos de la Sierra de la Pela. Y por último,

los relieves terciarios de la Cuenca del Duero. Estos relieves son principalmente campiñas, modeladas por la acción fluvial sobre materiales poco competentes, donde los desniveles entre los amplios valles asimétricos y los interfluvios no suelen superar los 60m.

En la región NW de estudio destaca un relieve moderado con una serie de crestas, lomas y cerros disimétricos, separados por valles estrechos y bastante profundos que constituyen la comarca natural de la Serrezuela de Pradales. Con una disposición alargada de dirección WSW-ENE, la Serrezuela de Pradales se encuentra claramente delimitada por los valles del Riaza y Duratón al W y al E respectivamente, mientras que al N entra en contacto con los páramos de Haza y Fuentecén de la cuenca del Duero y al S se diluye hacia las campiñas de Campo de San Pedro y Boceguillas.

El relieve es en general de moderado a accidentado, según áreas, con una altura media de unos 1000 m. La cota más alta de la zona es Pico del Lobo (2273 m) en la Sierra de Ayllón. En la zona de la Sierra de Pradales destacan los vértices Peñacuerno (1377 m), Rubio (1314 m) y Cerro Lucas (1295 m), correspondientes a los relieves mesozoicos de La Serrezuela. En la Sierra de Pela destacan los vértices Portillo (1539 m) y Ribalópez (1521 m). Las cotas más bajas se sitúan en las vegas de los ríos a unos 800 m de altitud.

La red de drenaje pertenece a dos cuencas hidrográficas: la Cuenca del Duero al N y la Cuenca del Tajo al S. De la primera son tributarios principales los ríos Riaza, Duratón, Pedro, Cambrones, Aguijoso y Riaguas; y de la segunda, los ríos Lillas, de la Hoz, Bornova, Cañamares y Sorbe. La divisoria de aguas sigue un trazado NW-SE que divide la zona de estudio en dos mitades prácticamente simétricas. El embalse de Linares del Arroyo retiene las aguas del Riaza, para aprovecharlas como regadío durante la estación estival. En general son cauces bastante rectilíneos. Tanto la red principal como la secundaria denotan un importante control estructural por la presencia de trazados muy rectilíneos según algunas direcciones dominantes. Los valles son en general amplios y abiertos salvo cuando atraviesan relieves o macizos calcáreos donde suelen encajarse formando profundos cañones como el del Valle de Tabladillo, Navares, etc...

Los términos municipales más destacados en la región son Ayllón y Boceguillas (Segovia), Montejo de Tiermes y Retortillo de Soria (Soria) y Atienza, Galve de Sorbe y Miedes de Atienza (Guadalajara). La densidad de la población es baja y se asienta en pequeños y numerosos núcleos urbanos, casi todos ellos inferiores a 500 habitantes, algunos prácticamente abandonados o deshabitados gran parte del año, salvo en los meses estivales (Gabaldón, 1992).

Las comunicaciones son buenas destacando la autovía A-1 (Madrid-Burgos), la N-122 (Valladolid-Soria), la N-110 (Riaza-Ayllón-San Esteban de Gormaz), CM-110 (Ayllón-Atienza) y las comarcales GU-213 (Galve de Sorbe-Albendiego), SO-P-4101 (Cuevas de Ayllón-Retortillo de Soria) y C-114 (Aranda-Ayllón-Atienza). Existe también una densa red de caminos vecinales y pistas agrícolas que suelen llevar a los campos de labranza y a las naves de ganado. La línea férrea Madrid-Burgos, construida en los años cincuenta cruza también la zona, con un trazado un tanto sinuoso con el fin de salvar el desnivel entre el Duero y la Serrezuela de Pradales.

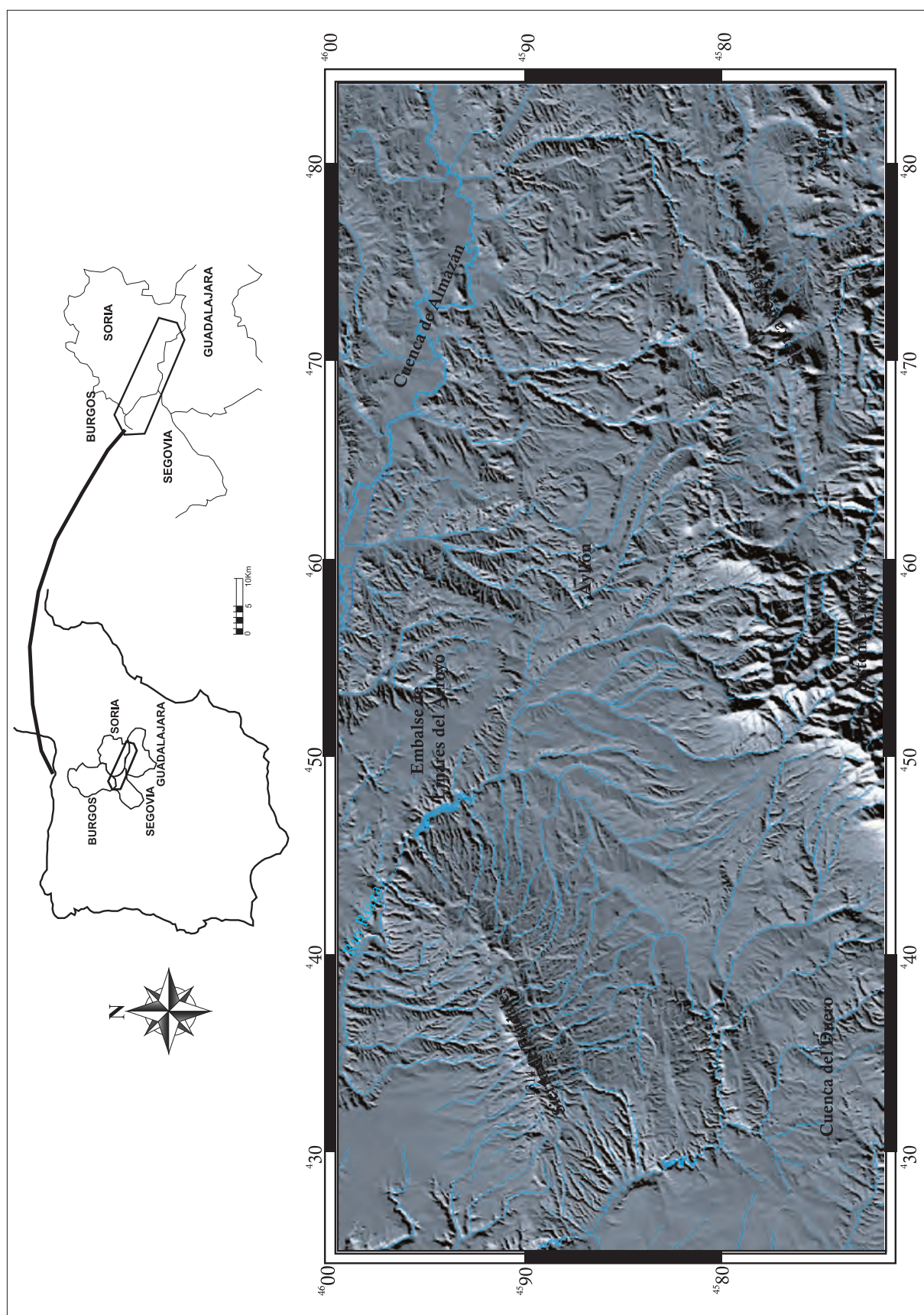


Fig. 2.1. Localización geográfica

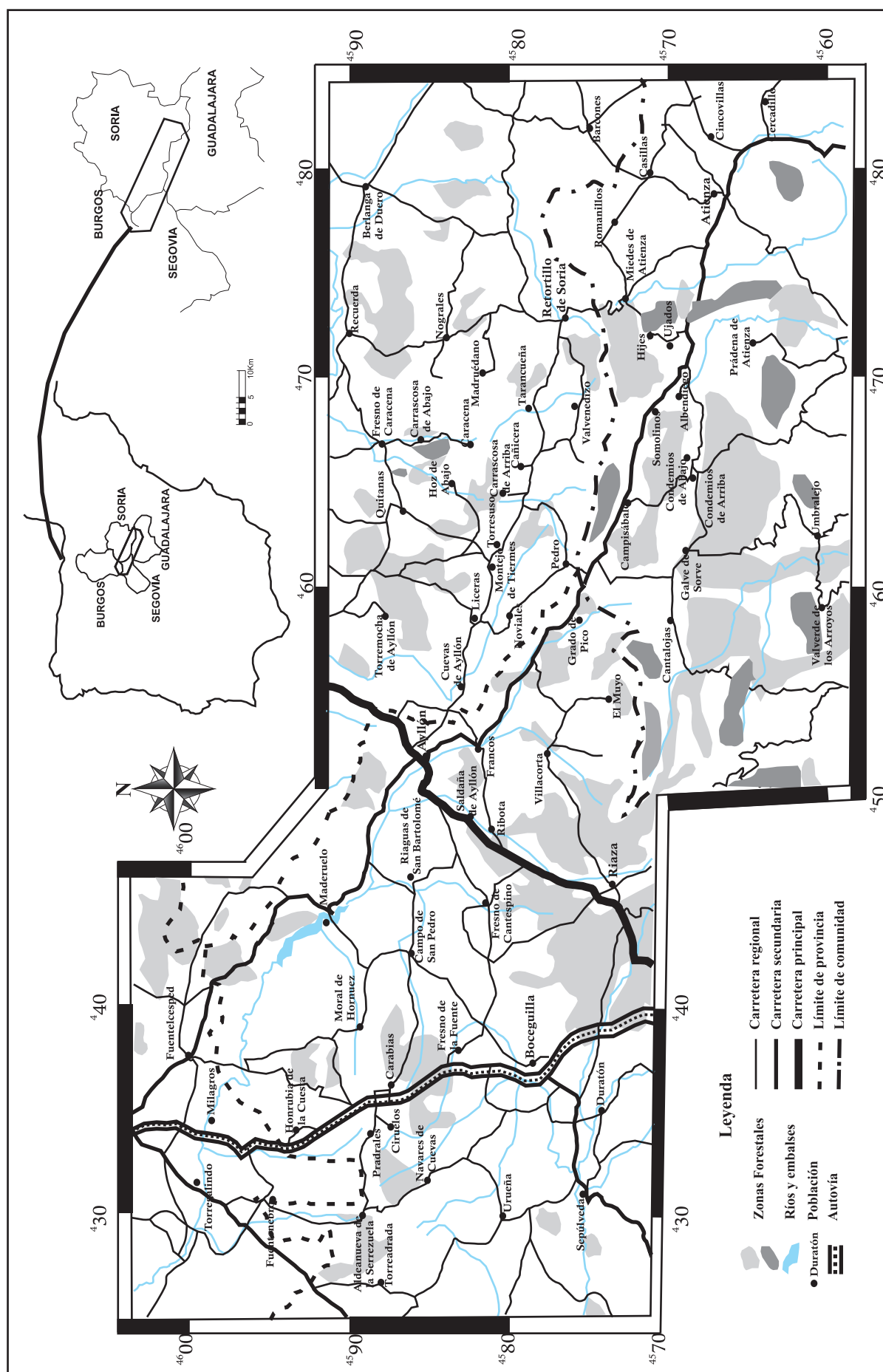


Fig. 2.2. Localización geográfica. Carreteras y poblaciones.

El clima es Mediterráneo Continental (Templado seco), con una temperatura media anual de 12,0°C, con amplitud de variación de -10° a +37°C y precipitaciones medias anuales de 450-600 mm, con un máximo de precipitación en Mayo y Diciembre y un mínimo en Agosto y Julio, como es característico en un clima mediterráneo. El clima en invierno es muy frío, largo y riguroso, con más de 70 días de heladas entre los meses de octubre y abril. El verano, en cambio, es más agradable, aunque largo y seco, con noches frescas y gran oscilación térmica diaria. Los vientos dominantes en la sierra de Pradales son del W y NW, siendo el primero de ellos el más lluvioso. En la zona desde Ayllón hasta Atienza los vientos predominantes son los del SE, el ábrego, templado y húmedo, y los del N-NE, más propios del invierno, extremadamente fríos y secos.

La vegetación arbórea es relativamente importante, aunque repartida en manchas de muy diferente densidad y tamaño, habiendo quedado preservada fundamentalmente en los montes comunales o donde la competencia del sustrato rocoso y la inclinación de las vertientes no han permitido el laboreo agrícola. La vegetación de estas zonas está constituida por matorral con arbolado y ocasionales repoblaciones de pinos.

Destacan como especies arbóreas autóctonas sobre terrenos calizos las sabinas, a menudo solas o alternando con encinas y carrascas; sobre suelos silíceos o indistintamente se desarrollan bosquetes de robles, que van haciéndose predominante con la altura. Las masas de repoblación bastante significativas, corresponden a pino rodeno y negral introducido en las zonas con suelos silíceos. El matorral lo constituyen jaras, aliagas, escobas y tomillares; y entre los arbustos destacan los majuelos, escaramujos y zarzamoras. En las vegas de los principales ríos y arroyos aparecen plantaciones de chopos más o menos extensas y las características asociaciones silvestres de rivera con olmos, fresnos, chopos, álamos blancos, sauces y especies arbustivas fundamentalmente espinosas. Cabe destacar la gran abundancia de nogales en la vega del Aguijoso, entre Estebanvela y Santibáñez de Ayllón. En toda la zona tienen gran importancia los hongos y las setas, como trufas, niscalos, setas de cardo y otras especies.

Los cultivos que se desarrollan se agrupan en los dos tipos clásicos. El más importante en cuanto a extensión corresponde al secano, con dos producciones clásicas, los cereales, como trigo cebada y avena, y la vid, en la zona de la Cuenca del Duero, tiene gran valor añadido dado el auge de los vinos con denominación de origen “Ribera de Duero”. El segundo tipo de cultivos es el de regadío que se concentran en las vegas aluviales de los principales cursos, dedicándose a la remolacha azucarera, maíz grano y forrajero, alfalfa y patatas; de forma puntual hortalizas y frutales, sobre todo de autoconsumo. En cuanto a la ganadería, es de destacar el ganado ovino y caprino, siguiéndole en importancia las granjas avícolas, de porcino y por último, con menor incidencia el vacuno de producción láctea.

La economía del área es muy poco pujante, reduciéndose a las explotaciones de los recursos agrícolas, ganaderos y forestales, ninguno de ellos de gran importancia. En general, la principal fuente de riqueza es la agricultura, destacando los cultivos cerealistas y las explotaciones forestales de choperas, sin olvidar la ganadería ovina-caprina y porcina. Cabe destacar algunas poblaciones en las que hay en la actualidad un importante auge industrial y

turístico. Estas localidades son Ayllón, Atienza, que además tiene industria minera, y Riaza cuyo auge se debe al funcionamiento de la estación invernal de esquí de La Pinilla. A todo esto hay que añadir la singular belleza paisajística y ecológica del Parque de La Tejera Negra, con la presencia de un Hayedo que junto con el de Montejo, es el más meridional de la Península Ibérica.

Cabe destacar la importancia de los asentamientos prehistóricos y las poblaciones prerromanas, como Termancia, dentro del área de estudio. Se inscribe en el borde sur de la submeseta norte, al S de la provincia de Soria, en un emplazamiento geográfico estratégico y defensivo que aprovecha la topografía escarpada que ofrecen los materiales del *Buntsandstein*. Tiermes ocupa una plataforma rocosa, con disposición elipsoide, en una altura que oscila entre los 1165 y 1233 m, en la margen izquierda del río Manzanares. Esta ciudad fue habitada por los Arévacos, que fueron vencidos por los romanos en el año 98 a.C. Con la caída del Imperio Romano, Tiermes comienza a perder importancia. También se puede ver una necrópolis visigoda (Argente y Díaz, 1998) en el afloramiento arqueológico de Tiermes.

2.3. Marco Geológico

La mayor parte de la zona de estudio pertenece a la Cordillera Ibérica (Figs. 2.3. y 2.4.), concretamente a la parte más occidental de la Rama Castellana. Estos relieves al NW de la Cordillera Ibérica terminan por sumergirse en los Terciarios de la cuenca del Duero y Almazán. La evolución geológica de la región abarca dos Ciclos fundamentales: El Ciclo Hercínico y el Ciclo Alpino.

2.3.1. PRECÁMBRICO

Los materiales de esta edad solo aflora en el NW de Pradales y 1 Km al SE de Urueñas (Fig. 2.5.). Se trata de gneises de distintos tipos, dominando los microglandulares o glandulares de grano fino a medio, aunque también aparecen gneises bandeados, de grano grueso o miloníticos. Entre los gneises aparecen niveles de cuarcitas feldespáticas, ocasionalmente granatíferas, esquistosadas.

2.3.2.- PALEOZOICO

Se incluye en este grupo el conjunto de rocas sedimentarias e ígneas de edad Ordovícico, Silúrico, Devónico y Pérmico correspondientes al núcleo del anticlinal mesozoico de Honrubia y a la zona Norte del Sistema Central. Constituyen el zócalo cristalino o basamento de la región (Fig. 2.4.). Las primeras referencias históricas sobre estos materiales corresponden a Cortázar (1890), que describe los gneises como “base del estrato cristalino en esta región, y el Siluriano constituido por cuarcitas y pizarras”. Posteriormente San Miguel de la Cámara (1945, 1951) aborda el estudio geológico y petrográfico de las rocas metamórficas de la región de estudio.

La Orogenia Varisca dio lugar a una compleja sucesión de procesos de deformación, metamorfismo de grado medio-bajo y magmatismo, acaecidos en el intervalo Devónico Superior-Pérmico inferior. Fernández Casals y Capote (1970), Babín (1971), Casquet (1973) y González Lodeiro (1980) elaboran modelos de deformación hercínica para la Península Ibérica con tres fases principales. La primera (D1) compresiva, produjo, con dirección NE-SW, grandes pliegues vergentes al E. La desestabilización de la cuña orogénica engrosada da lugar a la segunda Fase (D2), relacionada con el colapso extensional según dirección SE. La macroestructura hercínica de la zona se completa durante la Fase (D3), que produjo el plegamiento parcial, con vergencia hacia el W-SW de las estructuras anteriores y el desarrollo de una esquistosidad de crenulación. A continuación en la Cadena Hercínica tiene lugar una etapa distensiva de fracturación frágil, de gran repercusión en la evolución posterior que tradicionalmente se ha denominado fracturación tardihercínica, desarrollándose desde el Estefaniense hasta el Pérmico, durante la cual se generaron desgarres y fallas normales con movimientos en dirección que se agrupan según las direcciones principales NNE-SSW a NE-SW y NW-SE. Los relieves originados en el Orógeno Hercínico sufren posteriormente un importante proceso de erosión, cuyos sedimentos se depositan en cuencas continentales restringidas controladas por la fracturación tardihercínica de megacizalla dextral resultante de la rotación de la placa Ibérica entre las placas Euroasiática y Africana (Arthaud y Matte, 1975).

2.3.2.1. Ordovícico

Las unidades descritas para el Ordovícico de esta región son:

a) Fm. Gneises glandulares de “Ollo de sapo”: Aparecen en el centro del anticlinal de Honrubia. La base de estos materiales está separada mediante accidentes extensionales del conjunto estructuralmente infrayacente. Se trata de un gneis gris, con una marcada foliación donde dominan los filosilicatos que alternan con dominios cuarzo-feldespáticos. Destaca la abundante presencia de porfiroclastos de feldespato potásico, que son envueltos por la foliación dándole una característica textura. En cuanto a su edad, Vialette *et al.* (1986); Azor *et al.* (1992) y Valverde-Vaquero *et al.* (1996), le atribuyen al Ordovícico Inferior.

b) Fm. Esquistos y cuarcitas de Constante: Esta unidad aflora en los núcleos de los anticlinales de la zona. La presencia de esta Formación, definida por Scháfer (1969), fue reconocida en el Macizo de Honrubia por Capote *et al.* (1981), González-Casado *et al.* (1984) y González-Casado (1986). Pueden distinguirse tres intervalos, el de base y el de techo son una alternancia de cuarcitas, microconglomerados y pizarras; y el tramo medio son cuarcitas blancas bien estratificadas con delgadas intercalaciones de conglomerados. En cuanto a su edad, las dataciones del techo y parte central de la unidad permiten atribuir estos materiales al Ordovícico Inferior (Soers, op.cit.; Arche *et al.*, 1977; Gonzalez-Lodeiro, 1980; Adell *et al.*, 1981 a; 1981 b; 1982). Para Fernández-Casals y Gutiérrez-Marco (1985), la posición estratigráfica de la Formación Constante sugiere que su edad podría corresponder a parte del Arenigiense y puede que a parte del Tremadociense.

c) Fm. Cuarcitas de Alto Rey: Las alternancias de techo de la Fm. Constante dan paso de una forma rápida pero gradual a la Fm. Alto Rey que se caracteriza por la presencia de cuarcitas blancas masivas, separadas por un tramo esquistoso verde. Esta formación, definida por Scháfer (1969), en la sierra que le da su nombre, es equiparable a la “cuarcita armoricana típica del SW de Europa y constituye en el Sistema Central un horizonte litológico guía en la parte inferior de la secuencia ordovícica”. Esta unidad se habría depositado en un ambiente de plataforma intermareal mixta-lagoon, con barras y canales mareales. Los hallazgos de *Cruciana rugosa* por parte de Scháfer (1969), Bischoff *et al.* (1980), Adell *et al.* (1982) y Fernández-Casals y Gutiérrez-Marco (1985) confirman una edad Arenigiense para esta formación.

d) Grupo Pizarras negras y grises de Rodada: Las cuarcitas masivas de la Fm Alto Rey dan paso de forma gradual a una sucesión predominantemente pelítica constituida por diversas unidades referidas al Grupo Rodada (Schäfer, 1969, Gutiérrez-Marco *et al.*, 1984). Este Grupo puede dividirse en las siguientes unidades:

- La unidad basal más antigua está formada por una alternancia de pizarras y limolitas grises con cuarcitas y areniscas cuarcíticas que constituye la serie de transición. Adell *et al.* (1981) y González-Lodeiro (1980) citan la presencia de crucianas en la parte inferior de esta

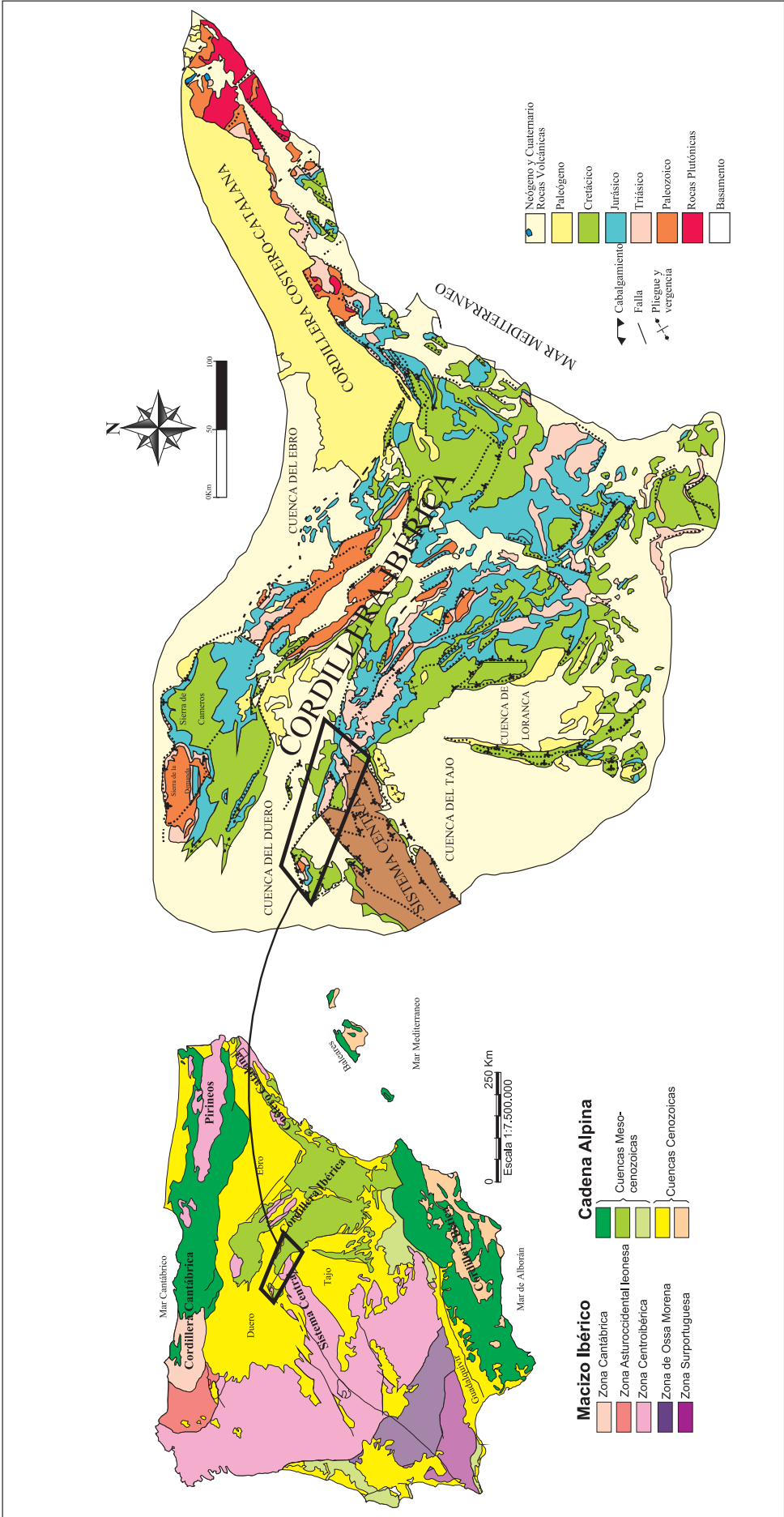


Fig. 2.3. Mapa geológico general. Tomado de Sopeña y Sánchez-Moya (2004)

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

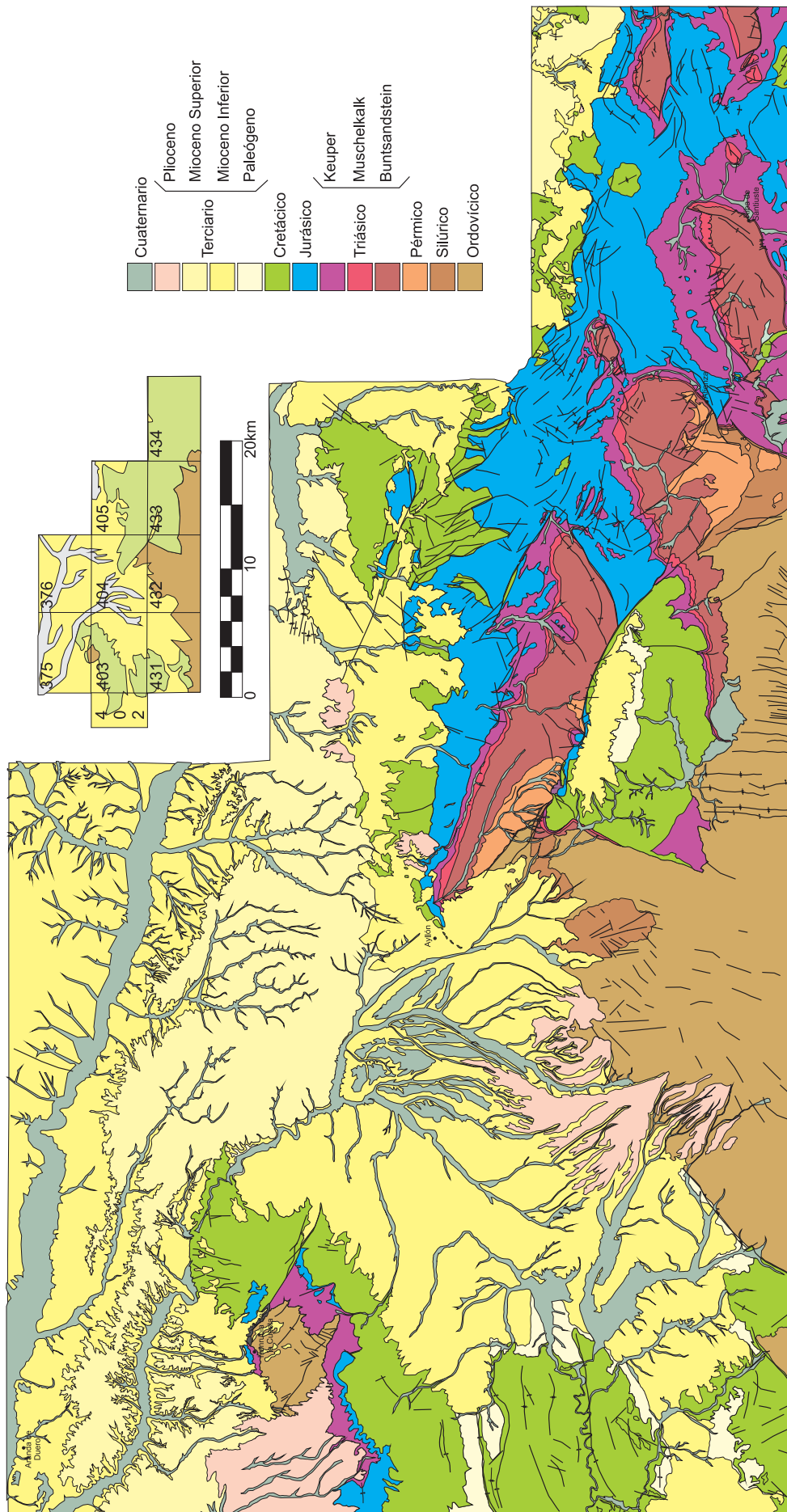


Fig.2.4. Mapa geológico de la región de estudio .Modificado MAGNAS de la región.

unidad, circunstancia que permite asignarla al Arenigiense.

- La segunda unidad está formada por una potente serie de pizarras oscuras grafitosas, con intercalaciones limolíticas y algunos niveles aislados de areniscas (Bischoff *et al.*, 1980; Fernández-Casals y Gutiérrez-Marco, 1985 y ITGE; 1986). Se han encontrado algunos niveles con trilobites, braquiópodos y bivalvos de edad Llanvirniense. (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1984).

- La tercera unidad de la Fm. Rodada está constituido por pelitas y limolitas grises que alternan con areniscas y cuarcitas. El contacto entre esta unidad y la precedente viene marcado por un incremento de los niveles arenosos.

- En contacto neto sobre los términos cuarcíticos y arenosos aparece un cuarto tramo de pizarras negras grafitosas, limolitas y pelitas con algunas intercalaciones de areniscas. Hasta ahora esta unidad no ha aportado contenido paleontológico. Sin embargo su correlación con áreas próximas permite asignarla a la parte alta del Asghilliense, en el límite Ordovícico-Silúrico (Fernández-Casals y Gutiérrez-Marco, 1985).

- Por último, un nuevo aumento progresivo de las intercalaciones de areniscas produce el tránsito a una quinta unidad que está caracterizada por limolitas y pelitas grises, con niveles de areniscas y cuarcitas. Su edad Asghilliense-Llandoveryense, por correlación con series similares de otros puntos del Macizo Ibérico.

2.3.2.2. Silúrico.

Las unidades descritas para el Silúrico de esta región son:

- e) Fm. Cuarcitas de Santibáñez:** Está constituido por cuarcitas y areniscas cuarcíticas, entre los que se intercalan limolitas y areniscas. Esta unidad da un resalte morfológico. Se habría depositado en un ambiente de plataforma intermareal mixta-*lagoon*. Hasta ahora esta unidad no ha aportado contenido paleontológico, pero por correlación con formaciones similares del Macizo Hespérico (“cuarcita blanca” en la Cordillera Ibérica) se le asigna una edad Llandoveryense.

- f) Fm Pizarras ampelíticas y pizarras arenosas con areniscas y cuarcitas de Cañamares:** Por encima de la cuarcita de Santibáñez aparece una nueva sucesión esencialmente pelítica. Se trata de unas pizarras ampelíticas negras, grafitosas, con cubos de piritita y pizarras oscuras con intercalaciones limolíticas y arenisco-cuarcíticas. Se habría sedimentado en una plataforma abierta, profunda y de baja energía. Según Fernández-Casals y Gutiérrez-Marco (1985) el contenido paleontológico queda bastante restringido a los graptolitos que permiten datar a este tramo como Llandoveryense-Ludlowiense.

g) Fm. Cuarcitas con intercalaciones de pizarras y areniscas de Alcolea: Por encima de la Fm. Cañamares se encuentra una serie esencialmente arenosa definida por Bultynck y Soers (1971). Se corresponden con cuarcitas tableadas y una alternancia de limolitas y pelitas grises con cuarcitas y areniscas cuarcíticas; esporádicamente aparecen tramos de pizarras negras grafitosas con cubos de pirita. La unidad basal cuarcítica tiene un contenido paleontológico que permite datarla como Ludlowiense (Fernández-Casals y Gutiérrez-Marco, 1985).

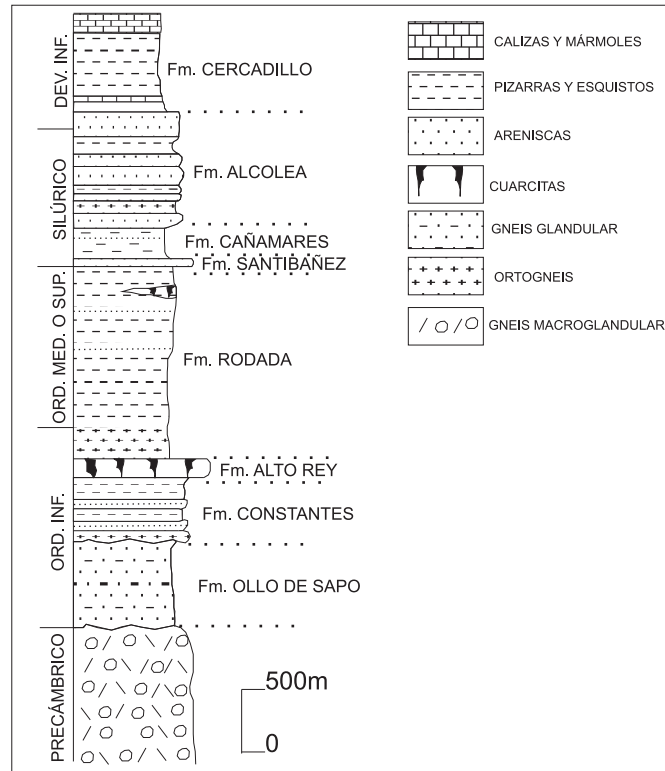


Fig.2.5. Columna esquemática con las formaciones del Precámbrico, Ordovícico, Silurico y Devónico, en la zona NW del área de estudio. Tomado de Gonzalez-Lodeira (1981)

2.3.2.3. Devónico

h) Fm. Pizarras y calizas del Cercadillo: En la localidad tipo esta unidad está formada por un conjunto de pizarras grises o verdosas con intercalaciones de calizas o dolomías y pizarras, culminando el conjunto con un banco de caliza con ortocerátidos y capas pizarrosas. Su edad es Devónico.

2.3.2.4. Pérmico

El desarrollo de las cuencas pérmicas se inicia con el Ciclo Alpino. Los materiales del Pérmico aflorantes en la zona se localizan en cuencas aisladas entre sí, que tienen su origen en los desgarres tardihercínicos, fundamentalmente con direcciones NW-SE y NE-SW (Hernando,

1977). Es a partir de los trabajos de Hernando (1973) y de Virgili *et al.* (1983) cuando estos materiales comienzan a atribuirse al Pérmico, ya que con anterioridad se atribuían al Triásico (Fig. 2.6.). Según Hernando (1975, 1980), Pérez-Mazario (1989, 1990) y Pérez-Mazario *et al.* (1992) se trata de un potente conjunto de materiales detríticos rojos que se intercalan con coladas de rocas volcánicas de tipo andesítico-dacítico, que se habrían depositado en un ambiente de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte, rellenando pequeñas cubetas generadas por importantes fracturas tardihercínicas. Está formada por tres unidades litoestratigráficas informales definidas por Hernando (1973):

i) Fm. Lutitas, areniscas y andesitas de Pedro (P1): está formada por una alternancia de coladas andesíticas, de textura porfídica y unas lutitas arenosas que intercalan niveles arenosos groseros con algún canto disperso de litología variable.

j) Fm. Lutitas y conglomerados de Alpedroches (P2): La parte inferior de esta unidad está constituida por lutitas con intercalaciones de areniscas; hacia techo aparecen niveles de conglomerados polimícticos. Destacan por la existencia de potentes tramos lutíticos en los que se intercalan distintos depósitos de areniscas grises.

K) Fm. Lutitas, areniscas y conglomerados de Noviales (Cañamares) (P.3): Esta unidad está formada por areniscas y conglomerados con base canalizada y cicatrices internas. Los niveles más finos son “facies fangosas” que corresponden a lutitas y limolitas formando paquetes homogéneos. Son frecuentes los rasgos edáficos, representados por perfiles rojos de tipo laterítico

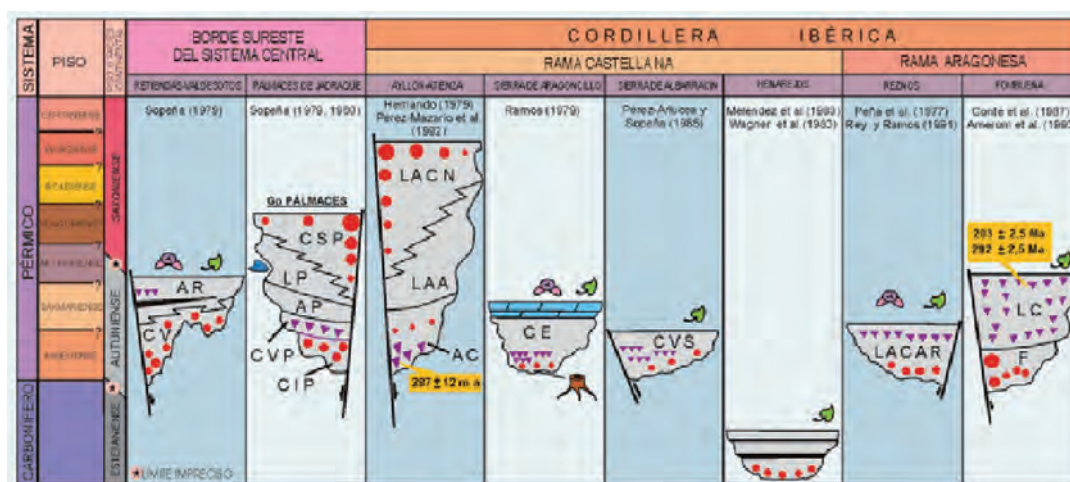


Fig.2.6. Estratigrafía del Pérmico del borde del Sistema Central y de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Tomado de Sopeña y Sánchez-Moya (2004)

2.3.3.-MESOZOICO

2.3.3.1.- Triásico

El triásico del sector noroccidental de la Rama Castellana de la Ibérica presenta unas características similares a las del resto del dominio de la Cordillera Ibérica, aunque con algunas peculiaridades propias de su posición cercana al borde de cuenca (Sopeña *et al.*, 1983). La sedimentación triásica y especialmente la del *Buntsandstein*, está relacionada con una importante etapa de rifting que marca el comienzo del ciclo Alpino (Alvaro, 1986; Sopeña *et al.*, 1988). El Triásico está ampliamente representado en toda la región, aunque se encuentra cubierto en algunas zonas por el Terciario o erosionado por el Cretácico. Es de tipo germánico con sus tres litotipos clásicos: *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper*. Dentro de la zona de estudio, estos litotipos presentan relevantes cambios de facies y potencias, presentando un carácter más terrígeno con respecto a la zona central de la cuenca. Por esta razón, Sopeña *et al.* (1983) proponen el término de Triásico Hespérico a estas zonas terrígenas proximales, frente al resto de las facies, denominadas Triásico Ibérico (Virgili *et al.*, 1977).

2.3.3.1.1.- Facies *Buntsandstein*.

Es un conjunto de terrígenos rojos, de unos 200-225 m de espesor, que aumenta hacia el SE. En líneas generales, los tramos basales son casi siempre conglomerados, mientras que en los medios predominan las areniscas y lutitas rojas con algunas intercalaciones conglomeráticas. Representan depósitos de abanicos aluviales y sistemas fluviales de baja sinuosidad con predominio de gravas, que evolucionan en la vertical a sistemas con carga arenosa. Los tramos superiores representan medios de transición a llanuras mareales, que marcan el tránsito gradual a la facies *Muschelkalk*. Hernando (1977) definió en la facies *Buntsandstein* cuatro formaciones:

a) Fm. Conglomerados del Río Pedro: Se trata de un nivel conglomerático, de morfología tabular, que reposa discordante sobre los materiales pérmicos infrayacentes. Están formados por grandes cantos y bloques de cuarcitas, con las características escotaduras de percusión y manchas de decoloración originadas por presión-disolución. Por posición estratigráfica se le atribuye una edad Triásico inferior “Scythiense” (Hernando, 1977).

b) Fm. Areniscas del Río Pedro: Corresponde a un conjunto potente constituido por areniscas rojas cementadas con cantos cuarcíticos dispersos, algún lentejón de conglomerados y finas intercalaciones de lutitas arenosas. Se interpretan como canales de baja sinuosidad arenosos, enmarcados en un frente distal de sistemas aluviales. Esta unidad se considera de edad Scythiense-Anysiense por criterios regionales (Hernando, 1977).

c) Fm. Conglomerados de Termancia: Esta unidad corresponde a conglomerados cuarcíticos clastosoportados en la base y matrizsoportados hacia techo. Los cantos de cuarcita y cuarzo redondeados suelen presentar huellas de presión-disolución. Se interpretan como canales

trenzados muy tractivos, con transporte de gravas que suponen una fuerte reactivación de los sistemas aluviales. Al igual que las unidades anteriores, por criterios regionales se le atribuye una edad Anisiense. (Hernando, 1977).

d) Fm. Areniscas y Lutitas de Termancia: Desde un punto de vista litológico se trata de una unidad bastante similar a las Areniscas del río Pedro (Hernando, 1977). Son areniscas en tramos potentes con algunos niveles conglomeráticos e intercalaciones de limolitas y lutitas rojas. Se interpretan como canales de baja sinuosidad correspondientes a corrientes *braided* arenosas, enmarcadas en un frente distal de sistemas aluviales. A la unidad se le atribuye una edad Ladiniense, se debe a las dataciones de la formación infrayacente, así como una datación magnetoestratigráfica (Ruiz *et al.*, 1998) Ladiniense-Carniense.

2.3.3.1.2.- Facies *Muschelkalk*

Sobre la Facies *Buntsandstein* se dispone un conjunto litológico eminentemente lutítico con algunos niveles carbonáticos, que aunque no es el característico de la Facies *Muschelkalk* se asimila a éstas lateralmente. Hernando (1977) diferenció tres unidades:

e) Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón (T2): Es un conjunto de carácter lutítico de tonos abigarrados; la parte inferior presenta intercalaciones de areniscas y hacia techo niveles de calizas arcillosas y dolomías. (Hernando, 1977 y Aracil y Hernando 1988 a y b). Se depositaría en un medio de transición con influencia mareal y con cierta aridez, por la presencia de grietas de retracción y pseudomorfos de cubos de sal.

f) Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba (T3.1.): Esta unidad se inicia mediante un tránsito brusco a través de una superficie ferruginosa muy desarrollada y bioturbada (*hard-ground*), disponiéndose un conjunto de areniscas amarillentas de grano fino. Se han descrito como depósitos de canal mareal y de colmatación del mismo; presentando restos vegetales y de bivalvos inclasificables. (Hernando, 1977).

g) Fm. Lutitas, areniscas y dolomías de Cuevas de Ayllón. (T3.2.): Esta unidad está constituida por un paquete de lutitas versicolores que intercalan areniscas y niveles carbonatados. Se interpreta como depósitos de llanura intermareal o de *lagoon* costero con etapas de desecación. La microflora recogida en las cercanías de Tíermes indicaría una edad Carniense para estos materiales (Hernando *et al.*, 1977), pudiendo los tramos inferiores pertenecer a la parte alta del Ladiniense.

2.3.3.1.3.- Facies *Keuper*

El *Keuper* de la zona de estudio se apoya, de manera gradual pero rápida, sobre el *Muschelkalk*. Está compuesto fundamentalmente por lutitas con importantes intercalaciones de areniscas, lutitas, yesos, margas dolomíticas y dolomías. Hernando (1977, 1980) definió la siguiente unidad:

h) Fm. Lutitas con yesos de Valderromán: La unidad está constituida por dos megasecuencias compuestas por lutitas, areniscas y conglomerados. El contenido en detriticos gruesos va disminuyendo hacia en SE en beneficio de las lutitas y los materiales evaporíticos. Esta unidad se interpreta como depósitos de frente distal de abanicos aluviales que conformaban una *bajada* o *alluvial-plain* próxima al litoral, en un ambiente de *sabkha* surcada por pequeños canales. En la parte alta de esta unidad, en la zona de Miedes de Atienza, se localizó microflora que permite datarla como Noriense, pudiendo pertenecer su parte baja al Carniense.

2.3.3.1.4.- Fm Dolomías tableadas de Imón

El Triásico de la zona culmina con un tramo dolomítico que tiene una amplia representación en todo el sector norte de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, definido por Goy *et al.* (1976). Estos niveles carbonatados representan el tránsito Triásico-Jurásico. En conjunto, se trata de unas dolomías dispuestas en bancos decimétricos, que le dan un aspecto tableado característico, con laminaciones de carácter criptoalgal. El medio sedimentario debió consistir en una plataforma carbonatada muy somera y restringida originada tras la transgresión del Triásico terminal que dio paso al ciclo sedimentario jurásico.

2.3.3.2.- Jurásico.

Al inicio del Jurásico comienza una actividad distensiva que provocó la ruptura de la rampa carbonatada del Triásico Superior y la compartimentación de la misma en semigrábenes a favor de fallas normales lítricas, estos fueron rellenados por facies evaporíticas y carbonatadas (Gómez y Goy, 2004). A partir del Sinemuriense y una vez colmatada la cuenca evaporítica, se inicia una etapa de estabilidad tectónica y la progresiva inundación de la cuenca, con el predominio de facies carbonatadas marinas. La sedimentación mesozoica sufrió una importante reactivación a partir del Jurásico Superior como consecuencia de un nuevo periodo extensional que inició una nueva etapa de rifting (Jurásico Superior-Cretácico medio). La litoestratigrafía del Jurásico se basa en los trabajos de Goy *et al.* (1976), que diferencian las siguientes unidades (Fig. 2.7.):

a) Fm. Carniolas de Cortes de Tajuña: Esta unidad tiene una amplia representación en toda la Península Ibérica y más concretamente en la Cordillera Ibérica. Está constituida por brechas dolomíticas y dolomías masivas, con intercalaciones de margas arcillosas. Se formó en un ambiente inter y supramareal, en condiciones hipersalinas. Goy *et al.* (1976) le asignan una edad Sinemuriense-Plienbachense, mientras que Yébenes *et al.* (1988) le asigna una edad Hettangiense.

b) Fm. Carniolas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas: Esta unidad tiene una distribución muy homogénea a lo largo de toda la Cuenca Ibérica. Descansa en concordancia sobre la Fm. Cortes de Tajuña y su techo es erosionado hacia el W-NW por la Fm. Utrillas del Cretácico Superior. La zona de Honrubia ha sido estudiada por Sáenz (1947) y San Miguel de la

Cámara (1952). García-Cortés (1992) describe esta unidad como calizas dolomíticas, masivas a base y tableadas en el resto. Tanto la macro como la microfauna son abundantes y permite asignar a la parte inferior de esta formación al Sinemuriense- Pliensbachiense. Se depositaría en una plataforma somera de baja energía con posterioridad al relleno de los semigrábenes hettangienses.

c) **Fm. Margas grises de Cerro del Pez:** Se pueden reconocer hasta 30 m de margas grises con intercalaciones de calizas margosas bioclásticas, con intensa bioturbación. La sedimentación de esta formación se lleva a cabo en un ambiente submareal, de plataforma interna somera de baja energía, con salinidad normal, por debajo del nivel de base del oleaje. Su edad, datada por ammonites, es Pliensbachiense Superior (Goy *et al.*, 1976, Comas-Rengifo *et al.*, 1999).

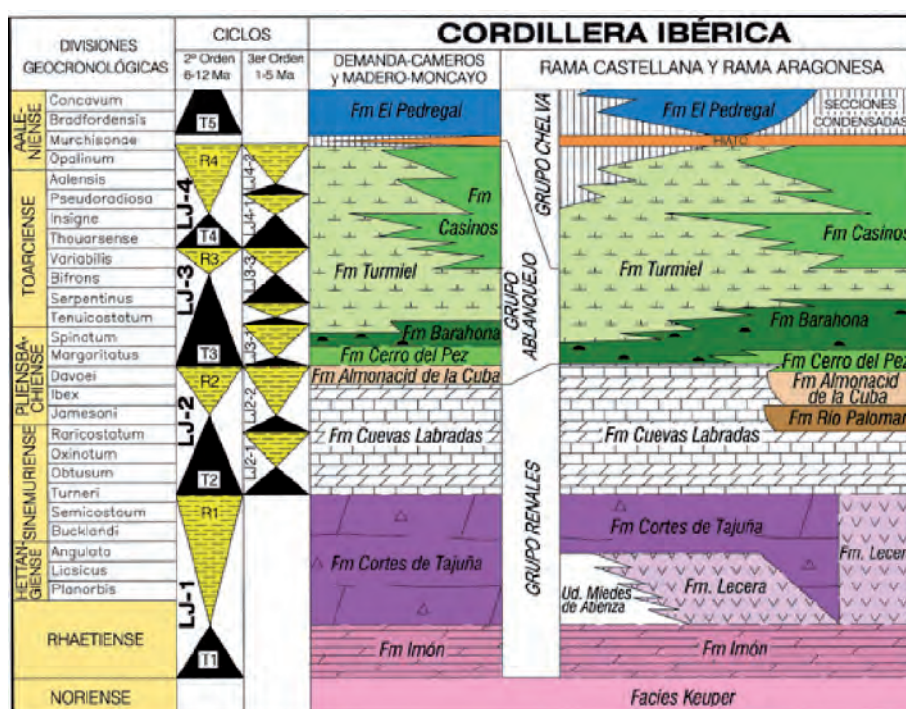


Fig.2.7. Formaciones del Jurásico de la Cordillera Ibérica. Tomado de Gómez y Goy (2004)

d) **Fm. Calizas bioclásticas de Barahona:** Está constituida por un conjunto de calizas bioclásticas con delgadas intercalaciones margosas. Presenta intensa bioturbación. La sedimentación de esta formación se habría producido en una plataforma somera, bien oxigenada, de salinidad normal, bajo la acción del oleaje. Su edad, por contenido paleontológico, es Domeriense medio y superior (Goy *et al.*, 1976).

e) **Fm. Margas y calizas de Turmiel:** Se encuentra constituido por calizas, de aspecto noduloso, que alterna con margas ocreas que disminuyen progresivamente hacia techo. La sedimentación de esta unidad se habría producido en una plataforma abierta de baja energía, por debajo de la zona de acción del oleaje y de las tormentas. Todo el conjunto paleontológico caracteriza esta unidad como Toarciense (Goy *et al.*, 1976).

f) **Fm. Calizas nodulosas y oncolíticas de Chelva:** Esta formación es una unidad

carbonatada compuesta por dos tramos calcáreos. El primero está constituido por unas calizas nodulosas con frecuentes costras ferruginosas; y el tramo superior está constituido por calizas oncolíticas bioclásticas. La sedimentación del tramo inferior se habría producido en una plataforma externa y abierta y el superior corresponde a un cinturón de canales mareales que evolucionan hacia una zona intermareal. Todo el conjunto paleontológico caracteriza esta unidad como Aaleniense-Bajociense (Goy *et al.*, 1976).

En el anticlinal de Honrubia el Jurásico solo está representado por los términos inferiores del Lías. Estos términos corresponden a las Fm. de Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, (Goy *et al.*, 1976). Según se avanza hacia el E en la zona de estudio (Liceras, Retortillo de Soria) comienzan a aflorar los términos superiores del Lías. Estas Formaciones son Cerro Pez, Barahona y Turmiel. Solo se observan algunos afloramientos de la Fm. Chelva en el borde E del área de estudio.

2.3.3.3.- Cretácico

Del Cretácico de la región de estudio solo aflora el Cretácico Superior y además de manera discontinua, apoyándose en discordancia erosiva tanto sobre el Triásico como sobre el Jurásico. Desde un punto de vista litológico, el Cretácico de este sector puede dividirse en dos tramos. Un tramo inferior con predominio de terrígenos correspondientes a ambientes continentales. Mientras que el tramo superior, más potente y con mayor extensión superficial, está constituido por materiales carbonatados depositados en ambientes marinos. Las unidades descritas son (Fig. 2.8.):

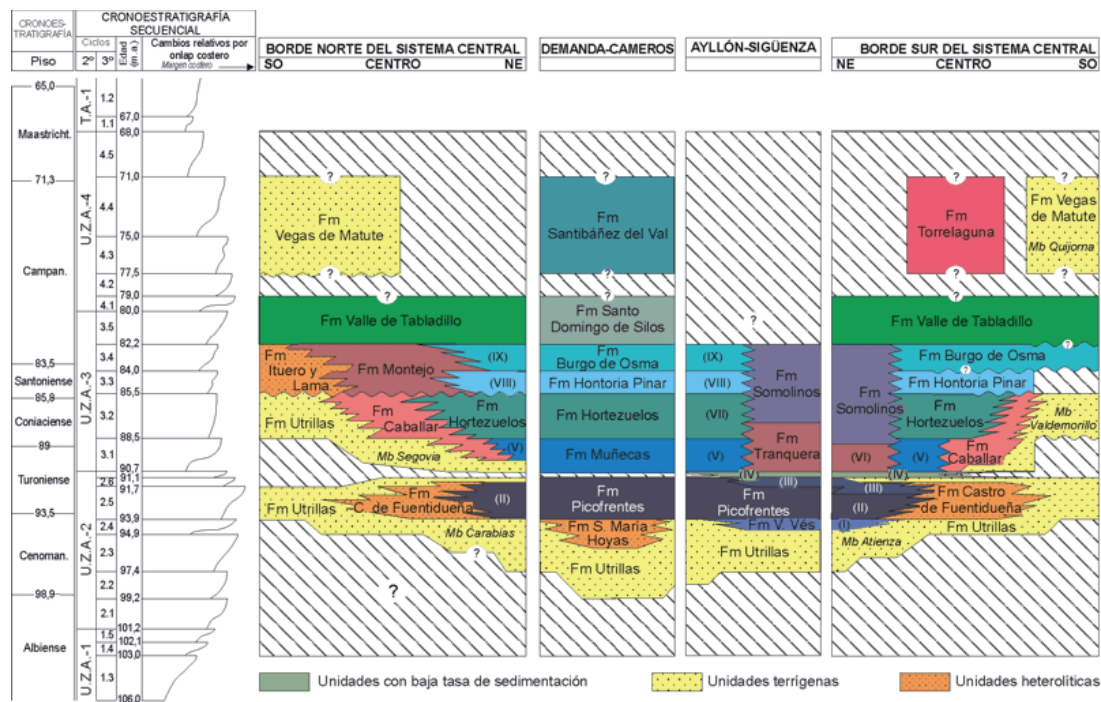


Fig.2.8. Estratigrafía del Cretácico en la zona Centro-Ibérica. Tomado de García y Mas (2004)

a) Fm. Arenas de Utrillas: Esta unidad, definida por Aguilar *et al.* (1971), está compuesta por arenas silíceas arcósicas blanco con intercalaciones de conglomerados cuarcíticos y de tramos lutíticos versicolores, con episodios ferruginosos de origen edáfico. Por correlación con otras series de la Cordillera Ibérica tendría una edad Albiense superior-Cenomaniense (García *et al.*, 1996), aunque dada la posición relativamente marginal se puede suponer Cenomaniense Inferior (García-Hidalgo *et al.*, 1997). Esta unidad se interpretó como depósitos de un sistema canalizado *braided* (Alonso, 1981). En la Tesis Doctoral de Rodríguez-López (2008) se interpreta como depósitos de dunas eólicas de un sistema desértico arenoso. En la zona del anticlinal de Honrubia (Alonso, 1981; Alonso y Mas, 1982 y Floquet *et al.*, 1982) la denominan Fm. Carabias.

b) Fm. Margas y calizas de Picofrentes: Está formada por una sucesión de margas y margocalizas, nodulares a lajosas, que intercalan niveles de calizas nodulosas. El contenido paleontológico permite datar la formación como Turoniense inferior y medio. Se depositaría en un medio submareal de baja energía dentro de una plataforma interna no restringida, pero protegida de la acción del oleaje. En la zona del Anticlinal de Honrubia presenta importantes cambios laterales de facies. Para esta zona esta unidad ha sido denominada Miembro Calizas y margas de Carabias, de la Fm. Calizas, margas y arenas de Moral de Hornuez (Alonso, 1981), y posteriormente denominada (Alonso y Mas, 1982) como Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña.

c) Fm. Calizas bioclásticas de Muñecas: Este tramo está compuesto por calizas y calcarenitas, principalmente *packstones* bioclásticos (Floquet *et al.*, 1982; Segura *et al.*, 1996 y García-Cortés *et al.*, 1992). Originan el primer resalte morfológico importante en la sucesión estratigráfica regional. Presentan cuarzoarenitas con cemento carbonatado y una alternancia de dolomías grises y margas, con niveles de costras ferruginosas. Se interpretan como facies de plataforma carbonatada interna somera (Floquet *et al.*, 1982).

d) Fm. Calizas nodulares de Hortezueros: Son biomicritas y micritas nodulosas, con intercalaciones de niveles margosos, siendo característico el aspecto noduloso de sus bancos. El límite entre ésta formación y la infrayacente es un límite muy neto, fácilmente identificable en los afloramientos. García-Hidalgo *et al.* (1997) identifican claramente una parada sedimentaria asociada a brechificaciones, superficies rubefactadas y costras ferruginosas, que caracteriza el límite Turoniense-Coniaciense. Todos estos depósitos corresponden a extensas plataformas carbonatadas de alta o media energía, en la que se desarrollaron barras calcáreas y edificios arrecifales de rudistas (Floquet *et al.*, 1982).

En la zona de Honrubia se corresponde con dos unidades: La Fm. Arenas y arcillas de Segovia y Fm. Calizas de Linares o de Caballar (Alonso y Mas, 1982). La inferior está compuesta por areniscas, limos y arcillas verdosas, calizas bioclásticas tableadas y dolomías con laminaciones algales y margas intercaladas. Se interpretan como una llanura aluvial costera, que pasa hacia una llanura de marea a techo. La superior presenta calcarenitas bioclásticas localmente oolíticas, seguidas por dolomías recristalizadas, bioturbadas, con abundantes nódulos de sílex.

f) Fm. Calizas detríticas de Hontoria del Pinar: En tránsito gradual sobre la unidad anterior aparece un conjunto de calizas y calizas dolomíticas con bioclastos e intraclastos abundantes, bien estratificadas y tableadas. En la zona del anticlinal de Honrubia de la Cuesta se correspondería con la parte inferior de la Fm. Calizas y margas de Castro de Fuentidueña (Alonso, 1981). Se depositaron en una plataforma abierta, con una cierta energía del medio que da lugar a barras bioclásticas sometidas a la acción del oleaje. Su edad, obtenida por correlación con zonas cercanas, se atribuye al Coniaciense superior-Santoniense medio. (Floquet *et al.*, 1982)

g) Fm. Calizas del Burgo de Osma: Se incluye en esta unidad, un potente conjunto de calizas, dolomías calcáreas y margas, que quedan parcialmente erosionadas por conglomerados terciarios. Presentan abundante bioturbación, fantasmas de bioclastos y, ocasionalmente laminaciones algales. Se interpretan como depositadas en ambientes de *lagoon* somero o incluso de llanura fangosa, supra e intermareal de baja energía. El contenido paleontológico de esta formación es escaso, pero por criterios regionales se le asigna una edad Santoniense superior.-Campaniense medio (García-Hidalgo *et al.*, 1997). En la zona del anticlinal de Honrubia de la Cuesta se correspondería con la parte superior de la Fm. Calizas y margas de Castro de Fuentidueña (Alonso, 1981).

h) Fm. Dolomías y margas del Valle de Tabladillo: Constituye la unidad carbonatada terminal del Cretácico Superior de toda la región. Equivale a la Fm. Santo Domingo de Silos de Alonso (1981). Sobre esta unidad aparece en discordancia erosiva el Terciario. Está constituida por margas dolomíticas y dolomías blancas cristalinas; a techo aparecen margas verdes con niveles de yesos alabastrinos intercalados (San Miguel de la Cámara, 1952). Esta unidad se depositó en un ambiente de llanura litoral muy restringido, tipo *sabkha* supramareal, que evolucionó a un ambiente claramente continental, y de carácter lacustre evaporítico. Ante la ausencia de fósiles clasificables, los materiales de esta unidad se atribuyen al Campaniense-Maastrichtiense, sin descartar que el techo pueda alcanzar el Terciario (Floquet *et al.*, 1982).

2.3.4. CENOZOICO

2.3.4. 1. Terciario

El registro sedimentario terciario se divide en cuatro etapas o secuencias principales (Nozal *et al.*, 2001); en el techo tanto de la segunda como de la tercera se encontrarían los niveles carbonatados denominados aquí como “Calizas inferiores del Páramo” y “Calizas superiores del Páramo” (Hernández-Pacheco, 1915; Royo Gómez, 1926; San Miguel de la Cámara, 1952) respectivamente. El último episodio terciario (Fig. 2.9.), que se sitúa claramente sobre una superficie fuertemente karstificada desarrollada en las “Calizas superiores”, corresponde a un episodio detrítico denominado regionalmente como “facies rojas pliocuaternarias” (Ordóñez *et al.*, 1976.).

a) Primera etapa sedimentaria. Sucesión de Santibáñez de Ayllón:

Agrupar a un conjunto litológico variado constituido por conglomerados, areniscas, lutitas y calizas. Según Nozal (2001) esta sucesión se divide en tres tramos: los tramos detríticos de base se habrían depositado en un ambiente de tipo abanico aluvial. El tramo carbonatado situado sobre los anteriores, representaría ambientes lacustres y palustres. Finalmente, el tramo superior detrítico representa de nuevo la progradación hacia el interior de la cuenca de los sedimentos aluviales, interpretándose como un sistema fluvial *braided*. Estos sedimentos podrían atribuirse al Oligoceno-Mioceno inferior y son, por tanto, los sedimentos terciarios más antiguos que aparecen en la zona (Ruiz-Fernández de la Lopa, 1991; Lendínez y Muñoz, 1991; Hernáiz *et al.*, 1995 y Nozal, 1997).

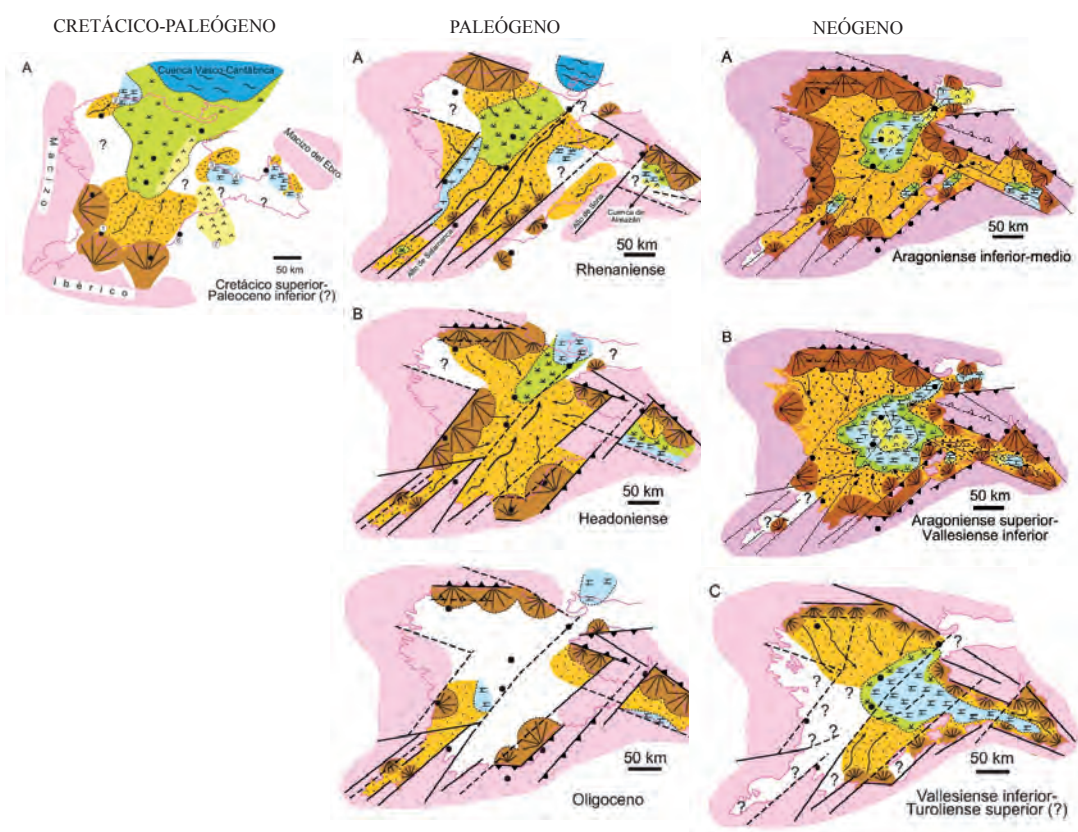


Fig.2.9. Esquema paleogeográfico del Terciario de la Cuenca del Duero. Tomado de Alonso-Gavilán *et al.* (2004).

b) Segunda etapa sedimentaria:

Para el análisis de esta etapa se pueden separar de un lado, los sedimentos detríticos más gruesos y marginales, que bordean el Mesozoico y, de otro, los sedimentos lutíticos y las calizas. Los sedimentos detríticos gruesos y marginales presentan un desarrollo temporal importante abarcando prácticamente toda la sucesión neógena, desde el inicio de esta etapa hasta el techo de la siguiente, por debajo de las “Calizas Superiores del Páramo”. Se divide en dos unidades:

- La primera se presenta discordante sobre el sustrato infrayacente y el paso hacia la unidad siguiente se realiza a través de un cambio lateral interdigitado. Se compone de conglomerados,

areniscas y limos, que marcan el inicio de una etapa de actividad tectónica. La interpretación de esta unidad correspondería a sectores proximales y medios de abanicos aluviales. En esta unidad no se han encontrado restos paleontológicos, por su posición se considera Mioceno inferior a medio (Nozal, 2001).

- La segunda se apoya en discordancia sobre los materiales paleozoicos y se interdigita con la unidad anteriormente descrita, que se sitúa al Este de la zona de estudio. Son gravas, arenas y limos con matriz limo-arcillosa muy abundante. Esta unidad se interpreta como perteneciente a sectores medios-distales de abanicos aluviales. El rango cronoestratigráfico de esta unidad es similar al atribuido a la unidad anterior y abarca desde el Mioceno inferior hasta el Vallesiense (Nozal, 2001).

Los sedimentos lutíticos y las calizas se dividen en las siguientes unidades:

- Serie donde predominan los detríticos, con intercalaciones de niveles de calizas con nodulizaciones. Aflora por debajo de las “Calizas Inferiores del Páramo”. Esta unidad se interpreta como un ambiente de llanura aluvial surcada, por una red de canales someros, en zonas distales de abanicos aluviales, en tránsito hacia ambientes lacustres (Armenteros *et al.*, 2002).

- Calizas tabulares, compactas y masivas, con nodulizaciones, trazas de raíces y brechificación. Se localizan intercaladas entre los limos y las arcillas de la unidad descrita anteriormente. Se interpretan como depósitos de ambientes palustres, con abundante desarrollo edáfico (Armenteros *et al.*, 2002).

- “Calizas del Páramo Inferior”, que cierran la segunda etapa sedimentaria. Litológicamente corresponden a bancos de calizas y dolomías con intercalaciones de margas y margocalizas o arcillas, con concentraciones de oncoides y tallos de caraceas. Esta unidad se habría depositado en lagos someros, con amplias orlas palustres o de “playa lake. Los yacimientos de vertebrados han sido analizados por, Crusafont y Celorrio (1959), Mazo *et al.* (1999), y Mazo y Jordá (1994), proporcionando edades Mioceno inferior- medio.

c) Tercera etapa sedimentaria:

Los sedimentos de esta tercera etapa se depositan en continuidad sedimentaria sobre las “Calizas del Páramo Inferior”. Durante esta etapa hay una reactivación (tectónica y/o climática) a nivel de toda la cuenca. Sobre el ambiente lacustre con el que finaliza la anterior etapa, se implanta nuevamente una red fluvial encajada sobre las calizas. Al final de esta etapa vuelve a generalizarse la sedimentación de otra unidad lacustre. Su edad está comprendida entre el Aragoniense superior y Vallesiense inferior (Alonso-Gavilán *et al.*, 2004). Las unidades que se distinguen en esta etapa son:

- “Conjunto Detrítico Inferior”: Son areniscas y lutitas con presencia de calcretas. Se

corresponde con gran parte con la “Serie Detrítico Carbonatada” de la Unidad Superior de Armenteros (1986). Este conjunto de depósitos corresponde a una llanura aluvial que discurría subparalela al borde mesozoico, y que se dirigía hacia el NW, hacia los sectores centrales de la Cuenca del Duero (Armenteros, 1986).

- “Conjunto Detrítico Interpáramos” (Inferior): La unidad corresponde a bancos de caliza y dolomía de gran continuidad lateral, con intercalaciones de margas y margocalizas. Presentar abundantes texturas edáficas. Estas unidades se interpretan como un producto de lagos carbonatados someros, con una importante franja palustre o de “playa” con edafización (Armenteros, 1986 y Huerta y Armenteros, 2002).

- “Conjunto Detrítico Interpáramos” (Superior): Desde el punto de vista litológico corresponden a detríticos finos, lutitas y margas, a veces con alto contenido en arena fina y texturas edáficas. Este conjunto de materiales representan ambientes de llanura aluvial distal, donde existen frecuentes interrupciones sedimentarias que favorecen el desarrollo de intensos procesos edáficos (Armenteros, 1986 y Huerta y Armenteros, 2002).

- “Calizas Superiores del Páramo” equivalentes a “Calizas Terminales” de la Unidad Superior (García del Cura, 1974): Esta unidad representa la culminación lacustre-carbonatada del Ciclo Neógeno Superior. Desde el punto de vista litológico se trata de calizas estratificadas en bancos tabulares, separadas por delgadas capas de margas. Los restos fósiles, muy escasos, consisten en moldes de caráceas, ostrácodos y gasterópodos (Armenteros, 1986 y Huerta y Armenteros, 2002).

d) Cuarta etapa sedimentaria:

Los depósitos atribuidos al Plioceno representarían el último episodio sedimentario terciario en la región, situándose tanto sobre la superficie fuertemente karstificada desarrollada sobre las “Calizas Superiores del Páramo,” como sobre la Superficie de erosión Fundamental (García del Cura, 1974) que arrasa el borde mesozoico. Puede dividirse en dos unidades:

- Arcillas rojas, con niveles alternantes de limos y arenas finas arcillosas con pequeños cantos cuarcíticos dispersos. A techo, afloran arenas rojas con cantos y niveles de gravas cuarcíticas. Estos sedimentos se interpretan (García del Cura, 1974, Ordóñez *et al.*, 1976) como el resultado del desmantelamiento de perfiles de suelos rojos desarrollados en los bordes paleozoicos y mesozoicos, transportados y sedimentados mediante corrientes fangosas desde abanicos aluviales enraizados en los relieves de las sierras de Ayllón y de Pela. En cuanto a su edad, es difícil de precisar, debido a la ausencia de restos paleontológicos; se asignan al Plioceno en función de la posición que ocupan.

- Raña: Son depósitos limo-arcillosos rojos dispuestos sobre el Páramo Alto de Ayllón. Sedimentológicamente se interpretan (Armenteros, 1986.) como el producto de flujos confinados con gran capacidad de transporte, en un contexto de abanicos aluviales. Se le atribuye edad Plio-pleistoceno por (García del Cura, 1974; Ordóñez *et al.*, 1976; Armenteros, 1986; Molina

y Armenteros, 1986).

2.3.5.- Cuaternario

La mayor parte de los depósitos cuaternarios tienen su origen en los procesos fluviales y de evolución de las vertientes actuales. Se pueden diferenciar cartográficamente varios tipos de depósitos cuaternarios (Nozal *et al.*, 2001):

- **Terrazas:** Se pueden diferenciar tres niveles de terrazas en los cursos altos de varios ríos de la zona de estudio (Gladfelter, 1971): Terrazas bajas, medias y altas. Por encima de la llanura de inundación del Duero se han identificado las siguientes terrazas (Aguirre, 1989; Molina y Pérez-González, 1989): Las altas, con niveles entre +110 y +70 m; las medias, con niveles entre +60 y +25 m y las bajas con niveles entre +20 y +15 m sobre la llanura de inundación. Litológicamente están formadas por cantos, gravas y arenas con limos y arcillas en menor proporción.

- **Glacis:** Aparecen con relación a la degradación del escarpe entre dos terrazas (SE de Noviales) y a formas de enlace entre la ladera y la parte baja del valle (Fresno de Cantaspino, Becerril). Litológicamente están constituidos por limos arenosos con cantos dispersos en la matriz o en nivelillos.

- **Abanicos y conos aluviales:** Responden ambos depósitos a una misma génesis, constituyendo los depósitos “terminales” de la red de arroyos. Los conos de deyección son de dimensiones más pequeñas y de mayor pendiente que los abanicos aluviales, alcanzando éstos últimos radios de hasta 0,5 Km. Son fundamentalmente limo-arenosos con proporciones y contenido litológico variable de gravas y arcillas en función del área fuente. Destaca el denominado “Abanico de Riaza”, actualmente muy incidido, que ocupa el interfluvio Riaza-Riaguas.

- **Coluviones:** Corresponden a depósitos de pie de vertiente asociados a laderas originados por procesos de gravedad, solifluxión y arroyada. En la Serrezuela corresponden a depósitos de gravedad-vertiente (arroyada) con cantos cuarcíticos mayoritarios procedentes del desmantelamiento del nivel de raña, mientras que en el cañón del Riaza los depósitos son de gravedad, configurando auténticas “canchales” con cantos procedentes de la fragmentación (gelifracción) de los cantiles de calizas mesozoicas o de conglomerados terciarios.

- **Fondos de Valle:** Se trata de depósitos de origen fluvial en sentido amplio, ligados a la actividad más o menos reciente o actual de arroyos o cursos fluviales. Como elementos del fondo de valle podemos diferenciar las llanuras de inundación que corresponden a los depósitos de una amplia franja inundable surcada por el curso actual de los principales ríos, como son en este caso el Duero, el Riaza, Aguijasejo, etc. Otro elemento del fondo del valle es el lecho aparente o cauce actual que se correspondería con los depósitos del canal como barras, etc.

2.4. Antecedentes Generales.

Los antecedentes han sido divididos en varios grupos según su localización geográfica. Esta diferenciación nos va a permitir tener un concepto más claro de cómo es el Triásico y cuál es el estado de conocimiento actual de las facies del *Muschelkalk* y equivalentes al *Muschelkalk* y del *Keuper* en cada región.

2.4.1- Antecedentes Locales y de la Cordillera Ibérica.

Las primeras citas bibliográficas que se recogen del Triásico de la región de NW de la Cordillera Ibérica son de autores de la segunda mitad del siglo XIX. Destacan las aportaciones de los siguientes autores:

Calderón (1874) es uno de los primeros autores que cita el Triásico de esta región localizándolo en el N de Guadalajara y afirmando que “el territorio triásico de nuestra península está constituido por los mismos tres pisos que en el extranjero” asemejando así nuestro Triásico al Germánico. “La base del Triásico”, dice, “es un conglomerado rojo de naturaleza silícea”. Por encima se disponen las areniscas rojas ricas en micas. Estas areniscas terminan en otras blancas de grano fino. A techo aparecen las calizas amarillentas que caracterizan “el llamado técnicamente *Muschelkalk*”; son por lo general dolomíticas y también arenosas. Sobre estos materiales están las arcillas irisadas, “llamadas también *Keuper*”. Por lo general se encuentran con yesos de color blanco o rojo, y contienen sal. También tienen jacintos de Compostela y aragonitos. Estos materiales triásicos constituyen una faja que se prolonga desde la Sierra del Espadán y al llegar a Soria “se interna en ella”.

Según Aránzazu (1877) el Triásico de la región de estudio alcanza mayor desarrollo en “los confines de las provincias de Soria y Guadalajara”. Lo divide en tres zonas, que identifica con los tres niveles característicos del Triásico en facies germánicas. También cita la presencia de cantos con impresiones en los conglomerados del *Buntsandstein*. Describe la sucesión triásica compuesta por areniscas de grano fino con micas rojas y a veces blancas. Hay calizas rojizas y amarillentas “en la parte media del sistema”. El otro “miembro de la formación son las margas saliníferas y yesosas”. En el mapa geológico que propone de las cuatro provincias (Burgos, Segovia, Soria y Guadalajara), la zona de Licerías y Caracena (Fig. 1.3.) sería Terciario; por debajo una estrecha banda de W a E, hasta Retortillo estaría cubierta por Cretácico y sólo de Retortillo hacia el SE afloraría Triásico.

Tanto Palacios (1879) como Castell (1881) en sus obras sobre la descripción geológica de Guadalajara identifican el Triásico de esta región con el de las facies germánicas, dividiéndolo en las tres fases características: areniscas rojas, calizas y margas irisadas. Palacios (1879) le da al sistema un espesor de 400 m. y Castell considera que para la región de Condemios e Hijes (Fig. 1.3.) el Triásico está formado solo por areniscas.

Palacios (1890) habla de estos materiales triásicos como poco plegados, nunca más de

15° hacia el NE. Las calizas del *Muschelkalk* tienen pequeño desarrollo y poca consistencia. El *Keuper*, dice, está formado por margas irisadas, acompañadas de vetillas y masas de yeso, tiene un gran desarrollo y en ellas se intercalan niveles dolomíticos y de areniscas rojas muy arcillosas, refiriéndose a la parte de Soria. Dice además que se trata de una franja continua con máximo espesor en Tarancueña, siendo aquí, en Cañicera y Valderromán (Fig. 1.3.), donde son más frecuentes los yesos. Las facies arenosas del *Keuper* de Cuevas de Ayllón, dice, se trata de carniolas rojas que descansan sobre el *Muschelkalk*, faltando las margas irisadas del *Keuper*.

Cortázar (1890) afirma en su descripción regional de la provincia de Segovia que “Las rocas triásicas ocupan el NE de la provincia con una superficie cercana a los 20 km² en una banda que se extiende desde Torreadrada a Pradales tocando por el N con Aldeanueva de la Serrezuela (Fig. 1.3.). Descansan por el N los materiales del periodo triásico sobre las rocas estratocristalinas y en las cuarcitas silúricas mientras en el S y poniente quedan ocultas por el terreno cretáceo” Según afirma “estas rocas podrían pertenecer al tramo inferior del Triásico a juzgar por su aspecto en facies *Buntsandstein*, caracteres y relaciones estratigráficas, pero no se ha encontrado en ellas fósil alguno”.

Fernández-Navarro (1892) habla del Triásico de Sigüenza (Fig. 1.3.), describiéndolo y asemejándolo al Triásico germánico.

Calderón (1898) encuentra una pisada en la arenisca roja del miembro inferior del Triásico, que atribuye a la pata posterior izquierda de un dinosaurio ornitópodo, Debido a las características litológicas, “las impresiones dejadas por el citado animal en la roca” y las plantas terrestres halladas cerca son los puntos en que se basa el autor para determinar que la formación es continental y de dunas”. La pata presenta cinco dedos y encuentra evidencias de que tuvo uñas.

Ya no aparecen estudios de esta zona hasta finales del primer tercio del siglo XX. Destacan autores como Tricalinos (1928) que estudia la zona de Molina de Aragón y la Sierra de Albarracín. Divide el *Buntsandstein* en cuatro tramos: “Conglomerado basal”, “Areniscas Inferiores”, “Conglomerados superiores” y “Areniscas superiores”. En el *Muschelkalk* habla de un único tramo carbonatado. Es el primer autor que habla del Röt como una facies roja del *Buntsandstein* Superior. Otros autores destacados son los alemanes Lotze (1929) y Schröeder (1930) que proponen la existencia de una línea de costa en esta región para el Triásico basándose en la aparición de detríticos en los materiales equivalentes al *Muschelkalk*. Además, el segundo de los autores comenta sobre el cambio lateral de facies detríticas desde Retortillo de Soria a Cuevas de Ayllón (Fig. 1.3.), hacía donde se hace más grosero.

Lotze (1929) se refiere a estos lugares en un amplio trabajo sobre la Cordillera Ibérica. Sitúa los bordes de cuenca del *Buntsandstein* y *Muschelkalk* en la región de Sigüenza. Indica que en los alrededores de Guadarrama hay anomalías de facies y espesores y supone que las calizas del *Muschelkalk*, en dirección a la Sierra de Guadarrama pasan, poco a poco, a facies de areniscas, razón por la cual hay que buscar en esta región los bordes del mar del *Muschelkalk*.

Schröder (1930) hizo uno de los trabajos más importantes realizados en la región. Estudia una amplia zona que va desde el borde E del Sistema Central hasta casi Molina de Aragón. Basándose en las observaciones de Tricalinos (1928), asimila los Triásicos de esta región con los de Molina de Aragón y apunta una disminución de espesores para todo el Triásico hacia el W. Del *Buntsandstein* dice que hacia el W se hace cada vez más grosero. Distingue dos partes en el *Buntsandstein*, una inferior de areniscas con cantos y otra superior de areniscas y arcillas abigarradas. Afirma que los conglomerados inferiores desaparecen hacia la línea Santibáñez-Hijos-Atienza. Añade que más al SW de esta línea solo se encuentran areniscas y arcillas del nivel superior del *Buntsandstein*, pero con mucho menos espesor. Entre Atienza y Cañamares (Fig. 1.3.), describe que el *Buntsandstein* tiene un gran desarrollo. Para el *Muschelkalk* sigue en gran parte las ideas de Lotze (1929) y habla de la desaparición de las calizas que pasan a areniscas hacia el W, entre Sigüenza y Atienza, hecho que pretende demostrar con varias columnas estratigráficas, añadiendo que más al W entre *Buntsandstein* y *Keuper* no hay vestigios de tramos calizos intermedios. Da grandes espesores para el *Keuper*, para el que cita las mismas características que para el resto de la Ibérica. Para esta región concretamente separa tres partes en el *Keuper*, hace resaltar los cambios de facies que se producen entre Retortillo de Soria y Cuevas de Ayllón (Fig. 1.3.); hacia el W estos materiales se hacen cada vez más detríticos y más groseros, llegando a tener areniscas con cantos. Supone que el *Keuper* es extensivo sobre el *Muschelkalk*, e incluso sobre el *Buntsandstein*, y en la zona de Honrubia pasa a apoyarse directamente sobre el Paleozoico. En Cuevas de Ayllón cita la presencia de fauna de *Esteria* en el *Keuper*.

Brinkmann (1931) supone que la cuenca de depósito del *Buntsandstein* queda limitada por el W por la línea Cuenca-Guadalajara-Palencia. Para el *Muschelkalk* supone que la cuenca forma una especie de bahía interior. Para el *Keuper* piensa en un límite de cuenca de distribución irregular.

En este mismo año, el IGME edita el Mapa Geológico a escala 1:50.000 de la hoja nº433 correspondiente a Atienza (Guadalajara), siendo su autor Kindelán (1931). En líneas generales sigue las ideas de los autores anteriores, sobre todo de los alemanes.

Durante las décadas de los 30 y 40 no se encuentran apenas referencias sobre el Triásico de esta región, solo algunas alusiones en trabajos realizados en otras regiones muy distantes. Destacan el trabajo de Richter y Teichmüller (1933) acerca de la estructura y paleogeografía del Sistema Ibérico. Para el Triásico Superior aumentan las áreas de sedimentación y el margen costero avanza respecto al *Muschelkalk*, hacia el W, sobre el Guadarrama.

Jordana y Kindelán (1951) en la memoria de la hoja nº 461, Sigüenza, del Mapa Geológico Nacional, dedican un importante apartado al Triásico. Comparan los materiales triásicos de la región de Sigüenza con los del resto de la Cordillera Ibérica. En líneas generales siguen las directrices marcadas por Schröder (1930).

Lotze (1954) indica que “el Triásico del E de la Meseta Hispánica corresponde a facies germánicas”. En el *Muschelkalk* se distinguen tres tramos muy netos dos calizos y el del medio arcilloso. Reconoce las variaciones de facies en el Triásico con dirección E-W. Este autor es el

primero en describir los materiales del Triásico de la zona de Honrubia.

Schröeder (1954) propone una de las primeras descripciones concretas del Triásico del anticlinal de Honrubia. Dice “En la pendiente de la arena del *Keuper* de Honrubia van por orden sucesivo: 10 m de calizas dolomíticas en lajas, luego 7,5 m de arenisca esquistosa gris... y a la salida del pueblo de Honrubia se encuentra bajo las carniolas, una gran serie de conglomerados y areniscas de 85 m de espesor de color rojo claro y en su mayor parte rica en carbonatos que cubren el Paleozoico”.

Virgili (1954) realiza el primer trabajo de síntesis sobre el Triásico de España. Partiendo de los datos existentes establece unos posibles límites para las cuencas de sedimentación durante este periodo. Durante el Triásico Medio un mar epicontinental ocupa la parte central de la cuenca sedimentaria, depositándose calizas dolomíticas, mientras que en los bordes se produjo una sedimentación parecida a la del Triásico Inferior. A partir de una regresión a pulsaciones se establece, en el Triásico Superior, un medio semidesértico con lagunas salobres donde se sedimentan margas, arcillas, yesos y sal.

San Miguel de la Cámara (1955) en la memoria de la hoja nº 375, Fuentelcésped, del Mapa Geológico Nacional, explica que el Triásico del N de Segovia y S de Burgos se presenta incompleto y con reducido espesor (aproximadamente 150 m) por el levantamiento progresivo del zócalo paleozoico. Encuentra el Triásico discordante sobre el Paleozoico. Los materiales triásicos de esta zona, según este autor son unas margas irisadas con un buzamiento de 30° NW, siguiendo las teorías de Schröeder, al *Keuper*. El autor describe estos materiales como “arcillas multicolores, pudingas y areniscas rojas y blancas, trabadas unas, casi sueltas otras” con restos vegetales, sobre la serie detrítica. Dice “Creemos prudente que mientras no se encuentren pruebas concluyentes pueden considerarse de infralías esas calizas y carniolas, como *Keuper* la formación inferior a ella y como albense todo lo que forma el vértice S de la Sierra Inferior”

Castell y de la Concha (1956) se refieren a esta región en la memoria de la hoja nº 434, Barahona, del Mapa Geológico de España. En el apartado correspondiente al Triásico, comparan el de esa zona con el del resto de la Ibérica, y lo asimilan al Triásico en facies germánicas. En líneas generales los datos que aportan se basan en las ideas de los anteriores autores.

San Miguel de la Cámara (1957) en la explicación de la hoja de “Maderuelo” cita los materiales triásicos y los describe tanto en la ladera N de la Sierra de Pradales como en los alrededores de Honrubia (Fig. 1.3.). “El espesor de la serie detrítica que en Honrubia se ha evaluado en poco más de 100 m, aquí pasa de los 200 m y el de las Carniolas, en cambio, no va seguido de calizas liásicas como en el flanco N del anticlinal”.

Riba (1959), en su Tesis Doctoral, realiza un estudio del Triásico de la Sierra de Albarracín. Afirma que el *Buntsandstein* tiene importantes variaciones de potencia desde Albarracín (180 m) a Molina de Aragón (400 m). El *Muschelkalk* comienza con unas margas rojizas, atribuidas al *Röt* y presenta dos unidades carbonatadas. El *Keuper* estaría constituido por arcillas margosas muy yesíferas, abigarradas. Cita la existencia del umbral del Tremedal.

Castell y de la Concha (IGME, 1959) en la Hoja de Arcos de Jalón, hablan del Triásico de tipo germánico. Respecto al *Keuper* lo describen como margas abigarradas, más o menos arcillosas, con coloraciones variadas, con yesos frecuentes y a veces Jacintos de Compostela y aragonitos. No encuentran restos fósiles y estiman unos 200 m. de potencia.

Brinkmann (1960-1962) en el tomo homenaje al Prof. P. Fallot, editado por la Sociedad Geológica de Francia, se refiere a la zona de Cuenca y Guadalajara. Basándose en otros autores y en las ideas propias de su trabajo de 1931 realiza una síntesis sobre el conocimiento del Triásico de esta región.

Hernández-Pacheco y Macau (1962) realizan una descripción geográfica-geológica del itinerario Madrid-Zaragoza por la N-II. Hablan del Triásico Superior como constituido por litologías arcilloso-margosas, de tonos abigarrados que encierran potentes masas de yesos, de facies costeras.

Ríos (1963) en la recopilación de datos sobre la investigación de los hidrocarburos de España cita los resultados de varios sondeos de interés, atribuyéndole al Triásico.

Desde 1965 hasta 1968 diversos autores realizan sus Tesis de Licenciatura en la zona o en lugares próximos a ella. Cabe destacar los trabajos de Cendrero (1965), Labrada (1966), Pérez-Gonzalez (1968), Simancas-Pérez (1968), Sainz-González (1968) y Robles-Cuenca (1968).

Cendrero (1965) en su Tesis de Licenciatura, estudia los alrededores de Sigüenza. Da hasta 400 m de espesor para el Triásico, siendo más de la mitad de ellos correspondientes al *Buntsandstein*. Reconoce unos materiales que se encuentran sobre el *Buntsandstein* como facies Röt y describe las series carbonatadas del *Muschelkalk*.

Labrada (1966) hace un estudio general de los alrededores de Huérmeces. Da espesores de 3 m para las calizas del *Muschelkalk*.

Los materiales que San Miguel de la Cámara (1955) consideraba como *Keuper*, fueron estudiados desde el punto de vista sedimentológico por Asensio-Amor y Sánchez-Cela (1968) al N de Segovia, en el anticlinal de Honrubia. Lo atribuyen a “un medio marino somero con condiciones de ambiente lagunar o de mar epicontinental y siendo transportados de forma no violenta debido a la presencia de niveles con material arenoso fino bien clasificado y con abundante cantidad de complejo limo-arcilloso. Estas condiciones de borde marino han debido tener poca actividad en el tiempo y en intensidad. Pero también hay materiales gruesos poco clasificados que atribuyen a depósitos de aguas continentales”. Por lo tanto, “no podemos atribuir la génesis de la formación triásica estudiada a un proceso único de sedimentación, sino más bien a la convergencia de fenómenos eólicos e hidrodinámicos de tipo marino y continental”. Por histogramas de desgaste de grano llegan a la conclusión de un transporte de corto trayecto y, por

la presencia de feldespatos en el material fino, con sedimentación rápida y ambiente desértico.

De la Peña (1968) en el estudio geológico de los alrededores de Alcolea del Pinar, describe un *Buntsandstein* que consta de areniscas y margas a techo. El litotipo representa una progresiva transgresión con algunos pulsos regresivos; Un *Muschelkalk* fundamentalmente calizo, con niveles detríticos en su parte inferior; y un *Keuper* dividido en tres tramos, Inferior, Medio y Superior.

Pérez-González (1968) en Tesis de Licenciatura, en los alrededores de Campisábalos (Soria-Guadalajara), dedica un capítulo al Triásico (Fig. 1.3.). Describe un *Buntsandstein* representado por materiales detríticos y sobre él reconoce un *Keuper* con ausencia de *Muschelkalk*. Del *Muschelkalk* dice que estaría en facies detríticas por la presencia de un umbral en el NE de la zona.

Robles-Cuenca (1968) en su Tesis de Licenciatura hace un estudio geológico general de los alrededores de Montejo de Tiermes (Soria), estando la mayor parte de la superficie que estudia formada por materiales triásicos. Describe el *Buntsandstein*, para el cual supone que los materiales sufrieron un transporte corto, con el área madre próxima. Dice que se depositó en una cuenca tipo *graben* por el aumento rápido de espesores con relación a zonas próximas. Describe espesores de 3 a 4 m para el *Muschelkalk* calcáreo y dice que este espesor disminuye hacia el W. Para el *Keuper* da espesores de 100 m. y una composición de areniscas, faltando las arcillas con yesos, hecho que explica por ser una facies de borde y lo da como regresión con respecto al *Muschelkalk*.

Simancas-Pérez (1968) en su Tesis de Licenciatura hace un estudio geológico general de los alrededores de Grado de Pico (Segovia-Soria). De los materiales Triásicos dice que solo está representado el *Buntsandstein* faltando el *Muschelkalk* y el *Keuper*. Describe una serie detallada de los alrededores de la localidad de Pedro (Fig. 1.3.).

Sainz-González (1968) en su tesis de Licenciatura estudia el Triásico en los alrededores de Madruédano (Soria). En Tarancueña cita Triásico Superior en facies *Keuper*. Del tipo de materiales deduce que el *Keuper* se depositó en una época en la que el continente tenía un relieve senil y la cuenca era de aguas tranquilas y salobres, con escasa profundidad.

Voo (1968) realiza un estudio sobre el paleomagnetismo del *Buntsandstein* al E de Atienza. Hace una síntesis sobre la geología, tanto de la estratigrafía como de la tectónica. Estudia un total de 60 muestras de las cuales el 75% presentaban un magnetismo que coincidía con el actual y un 25% cuya orientación no coincide con los modelos que había establecidos para el Triásico, por lo cual supone que es post-triásico pero anterior a los actuales.

Águeda-Villar (1969) realiza un estudio geológico general de la región de Santamera (Guadalajara). En el apartado referente al Triásico lo asimila al de facies germánicas. Presenta algunas columnas estratigráficas y sigue las ideas de Schröder (1929). Aparte de esto profundiza algo más en los medios sedimentarios y da algunas consideraciones paleogeográficas.

Corrales-Zarauza (1969) realiza un estudio general de los alrededores de Alcuneza (Guadalajara). En el apartado correspondiente al Triásico presenta algunas columnas estratigráficas y sigue las ideas de autores anteriores.

Pinilla *et al.* (1969) describen las areniscas del *Buntsandstein* de Atienza y realizan un estudio sedimentológico. Hacen estudios granulométricos, de fracciones ligera y pesada, calcimetrías, etc... Al final obtienen algunas conclusiones de tipo paleogeográfico asimilando las areniscas del *Buntsandstein* a un medio marino de aguas sublitorales.

Pinilla *et al.* (1970) estudian la sedimentología de los materiales del *Buntsandstein* en la región de Sigüenza. El dato más interesante que aportan es el hallazgo de restos fósiles en lo que denominan Röt. Se trata de radiolarios y fragmentos de equínidos, que suponen procedentes de los materiales paleozoicos de la zona de Atienza y añaden que, dado su reducido tamaño, pudieran haber sido transportados en suspensión. Al final del trabajo establecen una comparación entre los materiales de Atienza y Sigüenza y concluyen que la zona de Sigüenza debió estar más hacia el borde del mar triásico que la de Atienza.

Hinkelbein (1969) estudia el Triásico de la zona de Albarracín. Los depósitos triásicos se disponen rodeando los materiales paleozoicos y con una potencia entre 330 y 530 m. Presenta tres unidades para el *Muschelkalk*: a) Inferior: una primera barra dolomítica poco desarrollada, con margas, areniscas. b) Media: unas margas rojas y verdes coronadas de brechas y c) Superior: una segunda barra dolomítica bastante desarrollada. El *Keuper* presenta unos materiales margosos rojos y verdes con capas delgadas de dolomías y areniscas finas, con jacintos de Compostela y teruelitas como minerales característicos. El autor propone que las carniolas del techo, al menos en su parte basal, podrían pertenecer aún al *Keuper*.

Marfil (1970), en su Tesis Doctoral, aborda el problema petrogenético del *Keuper* en la zona meridional de la Cordillera Ibérica. Partiendo de las características sedimentológicas de estos materiales detríticos, indica que están formados por depósitos muy homogéneos, tanto en extensión como en espesor. En cuanto a los precipitados químicos, componentes esenciales del *Keuper*, habla de un doble aspecto petrogenético. 1- Los materiales dolomíticos son de origen diagenético incipiente, en un medio rico en Mg, sales y materia orgánica. 2- Los sulfatos son productos de precipitación singenética, pudiendo haber sufrido transformaciones diagenéticas. En general, aprecia un aumento de la salinidad hacia el E.

Basándose en los estudios de mapas y facies de isopacas, Sánchez de la Torre y Águeda-Villar (1970), realizaron un trabajo de síntesis sobre la paleogeografía de la parte occidental de la Cordillera Ibérica, en la cual se incluye la zona de estudio. En el *Buntsandstein* separan dos conjuntos, uno inferior grosero y que interpretan como piedemonte o de relleno de fondo de valle y otro superior con carácter de llanura litoral o deltaica. Con respecto al *Muschelkalk* marcan una zona emergida que ocuparía el área de Tamajón, E de Hiendelaencina, Atienza, N de Somolinos (Fig. 1.3.) y hacia el W. Según los autores las series calizas pasan hacia el W a las areniscas y conglomerados. Del *Keuper* dicen que la cuenca es más extensa que para el *Muschelkalk*. Para el estudio del *Keuper*, entre otras técnicas, emplean la de sales solubles

basándose en la cual dicen que los depósitos de cloruros marcan las zonas deprimidas, donde la ausencia de aportes detríticos favorece la precipitación química de sales. Dan espesores de *Keuper* entre 60 y 100 m para el área comprendida entre Somolinos y Ayllón, y añaden que las facies de borde del *Keuper* se caracterizan por el contenido detrítico arenoso que aumenta a la vez que disminuye el carácter salino.

Aparicio (1970) estudia la zona metamórfica de Honrubia, la sitúa dentro del área de influencia del Sistema Central y la describe como un bloque desgajado de dicho sistema y formando parte de la tectónica en bloque del Guadarrama. En su trabajo el autor cita la existencia de un Triásico. “Sobre el Paleozoico en el límite S se apoyan materiales triásicos, igual ocurre en la parte N de la zona de Honrubia.” La separación Triásico-Paleozoico es una discordancia angular y erosiva. Dentro del Triásico distingue tres tramos; *Buntsandstein*: Serie de conglomerados y areniscas de colores rojizos que presentan estratificación cruzada. Los niveles inferiores son areniscas con lentejones de cantos gruesos de composición silícea. *Muschelkalk*: Pudingas y areniscas con apariencia de calizas. Cerca de Honrubia son visibles en contacto con unas margas abigarradas. Sobre ellas unas areniscas de color verdoso con algunas calizas arenosas y calizas margosas. *Keuper*: serie de areniscas verdes y calizas margosas existentes en Honrubia. Este mismo autor menciona la existencia de unas calizas dolomíticas de aspecto oqueroso que atribuye al Jurásico y que se apoyarían concordantes sobre el Triásico.

Corchón-Rodríguez (1971) en su estudio geológico general de los alrededores de Valderromán distingue los materiales equivalentes a las tres facies germánicas. Define el *Buntsandstein* como sedimentos clásticos abigarrados: conglomerados, areniscas y arcillas. Describe el *Muschelkalk* como detríticos de poca potencia, que interpreta como una cuenca lagunar. El *Keuper* está formado por margas, arcillas abigarradas con finos bancos dolomíticos hacia la base. Los yesos se sustituyen al W por detríticos, lo que implica proximidad al borde de cuenca. El medio se interpreta como “lagunar con aguas salobres, poco profundas y tranquilas”.

Villena (1971), en su Tesis Doctoral, estudia el Triásico entre Molina de Aragón y Monreal del Campo (Guadalajara-Teruel). Distingue tres términos: el *Buntsandstein* compuesto por un conglomerado basal, las areniscas inferiores, los conglomerados superiores, las areniscas superiores y las arcillas superiores; El *Muschelkalk* compuesto por una unidad inferior de margas y arcillas rojas con intercalaciones calcáreas, una unidad media en la que se distinguen tres tramos (M1 compuesto por dolomías masivas y carniolas; M2 son dolomías tableadas grises y M3 son calizas margosas grises y dolomías arcillosas) Por último, se depositó una Unidad Superior. El *Keuper* donde diferencia cuatro “horizontes”: El A, compuesto por margas y arcillas verdosas; el B, compuesto por arcillas pardo-verdosas y calcarenitas. El C, compuesto por C1 margas y arcillas grises y C2 yesos rojos. Y el D, las carniolas.

Hernando (1973) estudia los sedimentos terrígenos de la región de Atienza-Somolinos (Guadalajara). Hasta el momento habían sido atribuidos en su totalidad al Triásico, pero este autor adjudica parte al Pérmico y estudia una sucesión tipo para esta zona. Considera que el depósito de estos materiales estuvo muy ligado a la tectónica. Esta zona se trataría de una cuenca continental con gran subsidencia, relacionada con fuertes relieves y un clima árido o semiárido. Además deduce que los materiales volcánicos que se encuentran intercalados entre estos sedimentos corresponden a coladas interestratificadas.

Ramos (1973), en su Tesis de Licenciatura, realiza un detallado estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales triásicos de los alrededores de Jadraque (Guadalajara). Cita un *Buntsandstein* discordante sobre el Pérmico u otras series de Paleozoico. Separa varias unidades litoestratigráficas y asimila el Triásico de esta región con las facies germánicas con ciertos reparos. Los datos sedimentológicos que obtiene le permiten hacer una comparación entre materiales pérmicos y triásicos y plantea la posibilidad de que hubiera una herencia, por parte del *Buntsandstein*, de los materiales pérmicos. Los materiales del *Buntsandstein* los interpreta como de tipo fluvial.

Sopeña (1973) realiza un amplio estudio geológico en el borde SE del Sistema Central, de los materiales del Pérmico y el Triásico. Realiza una cartografía muy detallada y levanta numerosas columnas estratigráficas. Separa tres niveles que asemeja a las facies germánicas aunque con reparos. En las intercalaciones carbonatadas de la unidad intermedia, facies *Muschelkalk*, localiza fauna que le permite datar estos niveles como Ladiniense. El medio sedimentario para el *Buntsandstein* sería un sistema fluvial, para el *Muschelkalk* le atribuye carácter supramareal. Desde el punto de vista paleogeográfico dice que los espesores disminuyen hacia el W y a la vez aumenta el carácter detrítico de los materiales. Para el *Muschelkalk* indica que hacia esa dirección disminuyen los niveles carbonatados. El *Keuper* según este autor, presenta una disminución del carácter salino hacia el W.

Ramos y Sopeña (1983) son los primeros en datar el Ladiniense del Triásico al S del Sistema Central y obtienen resultados concretos sobre los medios de sedimentación y la paleogeografía.

Azéma *et al.* (1974) hacen un estudio al este de la Península Ibérica, en los dominios Ibérico y Bético, y en Baleares, desde un punto de vista estratigráfico, paleogeográfico y estructural. Respecto al *Keuper* dicen que está formado por arcillas con yesos, sal gema, carniolas y rocas eruptivas.

Castillo-Herrador (1974) distingue en el Triásico del Valle del Ebro y de Cuenca cuatro episodios evaporíticos. A finales del *Buntsandstein*, en el *Muschelkalk* medio, en el *Keuper* y en el *Keuper*-Lías inferior. El último episodio es el más importante. Reconoce la influencia de la paleogeografía del substrato y de la proximidad de la Meseta en el depósito de las evaporitas. Afirma que el *Keuper* tiene un carácter más evaporítico en el Ebro que en Cuenca, que es más detrítico.

El trabajo que define el *Keuper* más completo de la Península fue escrito por Ortí (1974) en su Tesis Doctoral. Estudia el *Keuper* del sector central levantino y lo divide en 5 unidades litoestratigráficas con rango de formación, que constituyen el Grupo Valencia. Se sitúa mediante contactos graduales y concordantes entre el techo del *Muschelkalk* Superior y la base de la Fm. Imón. Estas unidades fueron referidas, de base a techo, con las siglas de K1 a K5 y están agrupadas en: una “serie evaporítica inferior” (K1), un “serie detrítica media” (K2-K3) y una “serie evaporítica superior” (K4-K5). Estas unidades son:

- Fm. Arcillas y Yesos de Jarafuel (K1): está constituida por alternancias de arcillas grises y capas de yesos laminados, con carbonatos subordinados. Localmente se intercalan también delgadas capas de areniscas de tono claro, que raramente superan un metro de potencia. Hacia techo de la unidad desaparecen los yesos y en su lugar domina una alternancia de arcillas y carbonatos laminados, en general de carácter estromatolítico, en las que abundan las costras de teruelitas.

- Fm. Areniscas de Manuel (K2): está caracterizada por la presencia de capas de areniscas rojizas y de lutitas versicolores. Cuando la formación está bien desarrollada suele distinguirse una mitad inferior versicolor en la que alternan capas de lutitas, carbonatos y areniscas y una mitad superior en la que dominan cuerpos más o menos canalizados de areniscas de grano fino a medio intercalados con lutitas rojas.

- Fm. Arcillas de Cofrentes (K3): se caracteriza por un conjunto de lutitas de color rojo con pasadas de tono verdoso. Hacia la parte basal de la unidad suelen intercalarse algunas capas dolomíticas. Más raramente se intercalan capas de yesos, nodulares o laminadas, entre estas lutitas.

- Fm. Arcillas Yesíferas de Quesa (K4): se caracteriza por un conjunto arcilloso-yesífero de color rojo, de aspecto caótico y carente de estratificación bien definida. Los yesos pueden ser nodulares, capas laminadas, zonas de cemento poiquilótípico, travéculas y masas de cristales transparentes de milimétricos a centimétricos. Se aprecian bandeados grises. En esta unidad se desarrollan los Jacintos de Compostela y los aragonitos. Gran parte de las texturas yesíferas son diágenéticas y han aparecido durante la exhumación, debidas, en parte, al proceso de hidratación de la anhidrita y a la cristalización intersticial y/o cemento del exceso del sulfuro cálcico liberado.

- Fm. Yesos de Ayora (K5): se caracteriza por un paquete de yesos laminados de tonos claros y perfecta estratificación, en el que se intercalan algunos bancos dolomíticos y delgados niveles de arcillas verdes y oscuras. Los yesos suelen ser de grano fino aunque son frecuentes las texturas porfiroblásticas.

Al techo de K5 se desarrolla la Fm. Dolomías Tableadas de Imón (Goy *et al.*, 1976). Asocia las facies del *Keuper* con medios de sedimentación y subambientes de *sabkha*, salinas (*salt pans*), lagunas y charcas evaporíticas, integradas dentro de una extensa llanura lutítica de transición (*mud flat*). Los depósitos arenosos se asocian con sistemas aluviales de facies distales con sistemas fluviales braided.

Virgili y Hernando (1974) datan como Ladiniense, en la región de Condemios-Miedes de Atienza (Fig. 1.3.), unos niveles calcáreo-margosos, equivalentes a las facies *Muschelkalk*, mediante el estudio de los bivalvos y gasterópodos. Describen unas consideraciones paleogeográficas previas y unos datos sobre el medio de sedimentación. Finalmente hacen una discusión sobre la problemática de la nomenclatura estratigráfica del Triásico, especialmente

del Triásico Medio. Plantean la posibilidad de que la parte alta del *Buntsandstein* sea de edad Triásico Medio, ya que la gran mayoría de la fauna encontrada en el *Muschelkalk* de la Cordillera Ibérica pertenece al Ladinense.

Wienands (1974, 1976) y Colchen (1974) citan dentro del Mesozoico del NW de la Cordillera Ibérica la existencia de Triásico y describen con detalle su estratigrafía. El primer autor indica que “de base a techo comprende primero conglomerados y areniscas rojas de espesor variable según los sectores. Sobre los niveles anteriores se suceden unos niveles dolomíticos, de pocos metros en el borde N y 20 m en el borde E. Por último, sobre las dolomías se depositan unas arcillas con yesos y cristales de cuarzo bipiramidales. Es característica la presencia frecuente de lentejones de ofitas”. El segundo autor describe “al N y W un segundo nivel dolomítico que sucede al *Keuper* arcilloso y con yesos. Este nivel azoico con un espesor de unas docenas de metros, destaca notablemente en la morfología. Lo corriente es que esté separado de los niveles carbonáticos del infralías por algunos metros de arcillas rojas, aunque puede estar unido. Puede ser considerado como un nivel dolomítico interestratificado en la parte superior del *Keuper*.”

Arche *et al.* (1975) realizan una reconstrucción de los medios en los que se depositaron los materiales del Pérmico y del Triásico basal de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y de su zona de enlace con el Sistema Central. Estudian las estructuras sedimentarias y las secuencias deposicionales. Refiriéndose a la cronoestratigrafía, resaltan la dificultad de adjudicar una edad exacta a estos materiales debido a la escasez de restos fósiles.

Goy *et al.* (1976) definen las “Formaciones del Jurásico”. Entre ellas, definen las “Dolomías tableadas de Imón” en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, identificándola en otras regiones manchegas. Esta formación se depositó concordante sobre los materiales del *Keuper*. Sobre Imón se deposita la “Formación Carniolas de Cortes de Tajuña”. El corte tipo lo describe en las inmediaciones del pueblo de Imón (Guadalajara).

Ramos y Sopena (1976) describen la estratigrafía del Pérmico y el Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (Guadalajara). Establecen cuatro unidades litoestratigráficas para el Triásico Inferior. Destacan el carácter detrítico que adquieren los materiales hacia el W, desapareciendo las facies calcáreas.

Hernando (1977) en su Tesis Doctoral, estudia el Pérmico y el Triásico de Cuevas de Ayllón a Atienza. Define las siguientes unidades litoestratigráficas para el Triásico:

- Unidad T-1: Equivalente al *Buntsandstein*. Se habría depositado en un ambiente fluvial. Tiene cuatro subunidades:

T-1.1.: Conglomerado basal con bloques de cuarcita. Triásico Inferior.

T-1.2.: Areniscas con intercalaciones arcillo-limosas. Triásico Inferior.

T-1.3.: Conglomerados de cantos de cuarcita. Disminuye su espesor hacia el E. Triásico Inferior.

T-1.4.: Alternancia irregular de areniscas, arcillas y limos arenosos.

- Unidad T-2: La denomina “*Röt*”. Son arcillas y limos negros verdes y rojos, arenosos. Contienen intercalaciones lenticulares de areniscas finas verdosas, con laminación paralela. Triásico Medio, en parte del Anisiense. Propone un ambiente de estuario muy interno con zonas pantanosas.

- Unidad T-3: Esta unidad es equivalente al *Muschelkalk* por la fauna que contiene y por su posición estratigráfica. Esta unidad se divide en dos subunidades:

T-3.1.: Areniscas de grano medio, amarillas, grises y ocre. Su continuidad lateral es pequeña, no aflorando al E de Valderromán. Se habría depositado en barras de relleno de canal en tránsito entre el estuario y la llanura supramareal.

T-3.2.: Arcillas y limos verdes y negros, arenosos. Presentan intercalaciones carbonatadas con restos de actividad orgánica y fauna. Su edad es la parte alta del Triásico Medio, al Ladiniense o al menos a parte de él. Se propone un medio supramareal con episodios de inundación por agua marinas someras que darían los niveles carbonatados.

- Unidad T4: Arcillas y limos rojos algo arenosos. Presentan niveles de yesos y carbonato. En la parte W hay intercalaciones arenosas de bastante potencia que pierden entidad hacia el E. El autor le atribuye una edad Triásico Superior. Se habrían depositado en condiciones de *lagoon* con comunicaciones intermitentes con el mar. En la zona W habría secuencias fluviales y de llanura de inundación.

Durante el I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y el Pérmico en España (1977) se da a conocer una gran cantidad de trabajos de toda España. Destacan:

Garrido-Mejías y Villena-Morales (1977) dividen la sedimentación triásica de las cuencas del Ebro, la de Albacete-Cuenca y la de Valencia, en cuatro megasecuencias (U.T.S.) delimitadas por tres rupturas notables, consecuencia de pulsaciones tectónicas. El *Keuper* se encuentra en la megasecuencia T-3. Esta secuencia engloba al *Muschelkalk* superior (M-3) y al *Keuper* inferior (K- 1). Es regresiva pero de forma lenta y gradual. Supone la colmatación de la cuenca. En su base aparece una brecha de cantos dolomíticos, un “*hard ground*” o una discontinuidad. La megasecuencia T-4 está formada por los sedimentos del *Keuper* superior (K-2) y del Retiense. Es transgresiva de carácter extensivo. Su límite inferior lo marca una ruptura intra-*Keuper* puesta en evidencia por costras endurecidas o ferruginizadas, por encima de las cuales pueden aparecer areniscas con estratificación cruzada “Fm. Areniscas de Manuel” (Ortí, 1974). El techo está delimitado por una ruptura en la base de los sedimentos liásicos (Hettangiense). Por lo tanto las evaporitas de B-3 y K-2 se sedimentaron en situación transgresiva, y las de M-2 y K-1 en situación regresiva.

Goy y Yébenes (1977) estudian las Dolomías Tableadas de Imón observando que se disponen concordantes sobre el *Keuper*. Presentan un aspecto tableado en capas finas y medias y de color gris. Su extensión es bastante amplia. Ha sido comprobada su continuidad lateral en toda la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Acaba desapareciendo en el borde W de

la Cordillera Ibérica. Su edad en la base, según dataciones de Castillo Herrador (1974) sería Retiense.

Hernando (1977b) estudia los aspectos paleogeográficos del Triásico del borde NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Propone un medio inter-supramareal para el *Muschelkalk*. Supone un paso gradual desde el *Muschelkalk* al *Keuper*. La facies *Keuper* es extensiva sobre la anterior y se habría depositado en un ambiente de *lagoon* (o medio marino somero restringido) con comunicaciones intermitentes con el mar. A este medio llegarían corrientes fluviales de tipo intermedio entre *braided* y meandriformes (según la estación) que darían lugar a las secuencias arenosas. La línea de costa interna de este medio estaría, durante la sedimentación del *Keuper*, en la zona de Cuevas de Ayllón-Retortillo, variando de W a E y viceversa a lo largo del tiempo.

Hernando *et al.* (1977), abordan el problema de la cronoestratigrafía del Triásico Superior en la zona de Cuevas de Ayllón-Retortillo. Dividen el Triásico en siete tramos. “A”, “B”, “C”, “D”, y “E” para el *Buntsandstein*, “F” para el *Muschelkalk* y “G” para el *Keuper*. Las asociaciones de bivalvos y gasterópodos en el tramo equivalente al *Muschelkalk* parecen indicar una edad Ladiniense. Pero es más fiable la edad Carniense que aporta el análisis de la microflora. De esta forma existiría una heterocronía con las zonas más orientales que presentan una edad Ladiniense. El *Keuper* Superior está datado como Noriense, por lo que el límite Carniense-Noriense estaría en la mitad de las facies *Keuper*.

García-Palacios *et al.* (1977) estudian el borde del Sistema Central hasta Molina de Aragón. Dividen el área en 5 zonas: Liceras, Palmaces, Sigüenza, Mazarete y Molina de Aragón. El Triásico se apoya mediante discordancia sobre el Paleozoico. Divide el Triásico en las siguientes unidades informales. T-1: “Unidad Inferior” compuesta por conglomerados y areniscas. T-2: “Unidad Media” compuesta de dolomías margosas. T-3: “Unidad Superior” de composición principalmente evaporítica.

García-Palacios *et al.* (1977), su estudio entre Liceras y Molina de Aragón, apuntan que el aumento de MgO en el borde de cuenca, en el Triásico Medio, es absorbido por las arcillas formándose, en su momento, calcita; mientras que en el centro las arcillas tienen menos MgO, y se forma dolomita. Para el Triásico Superior, el Mg varía a la vez que aumenta el contenido en sulfatos. La variación mineralógica en la vertical durante el Triásico es notable también en la horizontal, desde el borde hasta el centro de la cuenca. Se aprecia una sucesión calcita-dolomita-magnesita, sobre todo hacia el centro de la cuenca (en el borde solo calcita-dolomita), que indica un confinamiento creciente del medio similar al descrito en el Golfo Pérsico, en los Lagos Salados y en las *sabkhas*. Esta sucesión mineral se debe a la concurrencia de los iones CO y SO.

Según Lucas *et al.* (1977a) el *Muschelkalk*, desde Molina de Aragón a Liceras (Fig. 1.3.), varía hacia el W acunándose y variando de facies hasta formar una “alternancia de arenas arcósicas, con cemento carbonatado, margas y pasadas de calizas micríticas”. En cuanto al *Keuper*, hacia el W experimenta un aumento de detríticos. Los conglomerados están formados por cantos de metacuarcita y cuarzo, subredondeados. La matriz es arcósica. Las areniscas son

arcosas y subarcosas con poca matriz arcillosa. Su mineralogía principal es cuarzo, feldespato y minerales arcillosos; en cuanto a los carbonatos, son más abundantes que en el *Muschelkalk*, siendo dominantes hacia la parte media y alta del *Keuper*.

Lucas *et al.* (1977b) hablan de la cuenca Liceras-Molina de Aragón y la hacen pertenecer a la cuenca de Cuenca, separada de la de Aragón por un umbral, el de Soria-Montalbán. Confirman un aporte detrítico desde el Macizo Castellano en el Triásico Medio. Para el Triásico Superior, con depósitos evaporíticos, proponen un medio con una fina lámina de agua. En definitiva, sería una cuenca semiaislada del mar, con comunicaciones esporádicas y bordeada de umbrales que dejarían una comunicación al E con el mar y al W con aguas dulces continentales.

Quintero *et al.* (1977) estudian el Triásico de facies germánicas de Alpera. Distinguen ocho niveles. En cuanto al Triásico Superior diferencian un *Keuper* inferior con arcillas versicolores predominantemente rojas, con yesos y jacintos de Compostela; un *Keuper* medio con areniscas con equisetíneas (*Equisetites arenaceus*, *Schizoneura menan*); un *Keuper* superior con arcillas rojas con yesos; y un Retiense con dolomías discordantes con el *Keuper* por motivos tectónicos.

Ruiz-Cruz *et al.* (1977) estudian las ofitas del Triásico de los alrededores de Cuevas de Ágreda (Soria), y de su influencia en la mineralogía de los sedimentos arcillosos del *Keuper*. Establece la existencia de un proceso de agradación de minerales arcillosos como consecuencia del aumento local de la temperatura y posibles aportes de álcalis y magnesio, que da lugar a la formación de cloritas y micas.

Vilas *et al.* (1977) estudian el Triásico de la región de Monterde- Alhama de Aragón (Zaragoza). Diferencian seis tramos. Dos para el *Buntsandstein* (A y B), dos de transición al *Muschelkalk* (C y D), dos al *Muschelkalk* (E y F) y uno al *Keuper* (G). Apuntan a la presencia de un eje mayor o “Umbral de Ateca” y a varios ejes menores “Umbral de Alhama” y “Umbral de Cubel”.

Virgili *et al.* (1977) realizan un análisis de los problemas de cronoestratigrafía que plantea el Triásico de España. Aprecian una disminución en el espesor del *Muschelkalk* hacia la zona de borde cuenca en donde se presenta como una serie de “delgadas intercalaciones carbonatadas en el seno de las facies detríticas”, correspondiendo a la barra carbonatada superior del Triásico Mediterráneo”.

En el trabajo de Virgili (1977) se recalca, en el apartado de la evolución de la cuenca, la existencia en el *Buntsandstein* de un medio continental de cubetas más o menos confinadas determinadas a través de isopacas; mientras que para el *Muschelkalk* la cuenca tenía menor relieve. Señala los límites de este litotipo en facies mediterráneas (Dos unidades carbonatadas), Ibérica (Una unidad carbonatada) y facies arcillosas de borde de cuenca.

Yébenes y Alcalde (1977) desde el punto de vista de a mineralogía de arcillas la zona de Cuevas de Ayllón. El contenido en boro en las illitas, indicativo de paleosalinidad, nos señala lo siguiente: Para el *Röt*, con 225-350 ppm. de boro implica influencias marinas, sobre todo hacia

techo. El *Muschelkalk*, con 171-361 ppm. de boro también indica hacia techo un aumento de las influencias marinas. El *Keuper* varía de 140 a 404 ppm de boro. Son medios hipersalinos con influencia fluvial continental (secuencias arenosas) que hacen disminuir la proporción de boro. En cualquier caso, consideran que se trata de facies de borde.

Demathieu *et al.* (1978) realizaron un estudio de los niveles superiores del *Buntsandstein* y el *Muschelkalk* desde el N-NW de Sigüenza hasta Molina de Aragón. Los materiales presentan una alternancia irregular de niveles de limos, limos arenosos y areniscas de grano fino con base algo erosiva y continuidad vertical de éstas con los limos gradual o neta. También hay presencia de bioturbación, costras ferruginosas y calcáreas, huellas de retracción y pseudomorfos de sal. Estudia muchas ichnofacies (Demathieu, 1970), que se generaron en un ambiente litoral y orillas fluviales, a lo que corresponderían los materiales descritos. De las huellas encontradas establece tres grupos: lacertoides, dinusaroides y crocodiloides. Describen como nueva especie *Rhynchosauroides virgiliae* n. sp.

Doubinger *et al.* (1978) realizan una descripción de las asociaciones palinológicas halladas en los materiales del Pérmico y el Triásico de la Cordillera Ibérica y en los bordes NW y SE del Sistema Central. Son los primeros en aportar argumentos palinológicos fiables en cuanto a la edad de estos materiales.

Ramos (1979), en su Tesis Doctoral, realiza un estudio detallado de la estratigrafía y la paleogeografía del Pérmico y el Triásico al W de Molina de Aragón (Guadalajara). Diferencia ocho unidades litoestratigráficas de carácter informal. En el *Buntsandstein* define seis unidades que, posteriormente Sopena *et al.* (1983) denominan “Grupo de Guadalajara”. Las unidades para el Triásico son: Conglomerados de la Hoz del Gallo (Triásico Inferior): Conglomerados que ocasionalmente y, sobre todo hacia techo, alternan con niveles de areniscas. Se depositó en abanicos aluviales; Areniscas de Rillo de Gallo (Triásico Inferior): Areniscas rojas con estratificación cruzada de gran escala. Se depositó en sistemas fluviales de tipo braided; Nivel de Prados (Triásico Inferior a Anisiense): Alternancia de areniscas y limos de colores rojizos. Se depositó en sistemas fluviales de alta sinuosidad; Areniscas del Río Arandilla (Anisiense superior-Ladiniense inferior): Son areniscas blancas y amarillas al N y rojas al S. Se depositó en sistemas fluviales de tipo braided; Limos y Areniscas de Rillo (Anisiense superior-Ladiniense inferior): una alternancia de areniscas y limos. Se depositó en un ambiente de sistemas fluviales de alta sinuosidad; Limos y areniscas abigarradas de Torete (Ladiniense superior-Carniense inferior): alternancia de limos y areniscas de colores verdes, amarillos y rojos con pseudomorfos de sal. Serían depósitos de llanura mareal, correspondientes a zonas intermareales con algunos canales, en clima árido; Capas Dolomíticas (Hinkelbein, 1969) (Carniense Inferior): Está constituida por dolomías grises y amarillas. Se depositó en un medio intermareal a submareal; Capas de Royuela (Hinkelbein, 1969) (Carniense Superior): Son una alternancia de margas y dolomías con bioturbación y fauna de bivalvos y gasterópodos. Se depositó en un medio intermareal alto a supramareal. *Keuper* (Carniense Superior-Noriense): son limos rojos y verdes con yesos. El ambiente podría ser supramareal (*sabkha*).

Sopena (1979), en su Tesis Doctoral, estudia el Pérmico y el Triásico del NW de la provincia de Guadalajara. Divide la zona en tres sectores, caracterizados por diferentes unidades litoestratigráficas. Señala las siguientes unidades litoestratigráficas para el Triásico:

Conglomerados de Riba de Santiuste (t.b.1.) (Triásico Inferior): Conglomerados discordantes sobre el Pérmico y/o el Paleozoico. Se depositó en sistemas de abanicos aluviales; Areniscas de Riba de Santiuste (t.b.2.) (Triásico Inferior-Medio): Son areniscas versicolores con escasos niveles conglomeráticos. Se habría depositado en sistemas fluviales; Areniscas y limos de Cercadillo (t.b.3.) (Triásico Medio): Alternancia de areniscas versicolores y lutitas rojas. Presenta dos subunidades t.b.3.1. representado por dos niveles de brechas y t.b.3.2. como una alternancia de conglomerados y areniscas. Se habría depositado en sistemas de abanicos aluviales; Lutitas y areniscas de Fraguas (t.r.) (Carniense Inferior): Arcillas y limos versicolores con intercalaciones de areniscas, dolomías y costras de sales. Se depositó en sistemas fluviales en tránsito a ambientes continentales-costeros; Arcillas y dolomías de embalse de Pálmaces (t.m.1.) (Carniense Superior): Arcillas y limos versicolores, con dolomías ocreas; Dolomías y arenisca de Riba de Santiuste (t.m.2.) (Carniense Superior): Son dolomías ocreas con niveles de areniscas naranjas intercaladas y Arcillas y yesos de los Gavilanes (t.k.) (Carniense Superior-Noriense): *Keuper*. Arcillas y limos versicolores con intercalaciones de areniscas, yesos, margas y dolomías. Se depositó en ambientes de *sabkha*. Propone una evolución compleja de la cuenca y un paleorrelieve como causante de las variaciones de espesor y facies. Las áreas más occidentales presentan unos relieves más importantes que aportan los sedimentos clásticos que forman las facies *Buntsandstein*. El *Keuper* acusa una proximidad al borde de cuenca y, hacia el W, reduce su espesor al tiempo que aumenta su carácter detrítico.

Hernando (1980) publica un resumen de su Tesis Doctoral expuesta anteriormente, en el que se da una visión de la estratigrafía, estructura y evolución geológica. La estructura de la zona, a grandes rasgos, es de plegamiento de cobertera por lo que las estructuras que se ven, son las antiguas reactivadas. El *Keuper* no actúa totalmente como nivel de despegue para los materiales de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón, aunque sí amortigua la intensidad del plegamiento. En cuanto a la evolución de los medios sedimentarios, pasamos de T-2 (Röt) a T-3 (*Muschelkalk*), de una zona supramareal (marismas) a una intermareal con influencias e *lagoon* a techo. El *Keuper* representa una sedimentación en medio de *lagoon*, un mar somero restringido con bordes de costa hacia el Noroeste, Oeste y Sur.

Vázquez-Gallardo (1981) en su Tesis de Licenciatura, destaca que el Triásico de Honrubia presenta mayores analogías de facies con el de la Sierra de la Demanda, situada a 150 km, que con el de Ayllón a 20 km. Encuentra afloramientos con ofitas en la zona W del anticlinal. Dice que el *Muschelkalk* está bien desarrollado (10 m) cosa que no sucede en Ayllón-Atienza. Describe las siguientes unidades informales:

- T1: Areniscas con intercalaciones de arcillas y limos rojos intenso, discordantes sobre el Paleozoico. Aparece en todo el anticlinal de Honrubia. Su ambiente de sedimentación serían sistemas fluviales de tipo braided.

- T2: Limos y arcillas de color rojo intenso, verde o gris oscuro, con niveles de areniscas en la base de la unidad. Le atribuye un medio de sedimentación de llanura fangosa intermareal.

- T3: Dolomías de colores grises y rojos, de grano medio a fino. Con fantasmas de fauna, recristalizaciones de calcita. Le asocia con un medio supramareal aunque con interrogantes.

- T4: Se divide en tres tramos; un nivel arcilloso, un nivel de areniscas blancas con grano de medio a grueso, con estratificación cruzada y un nivel de limos y arcillas rojas y verdes con costras ferruginosas y síliceas. Se depositaría en un medio de llanura fangosa intermareal.

- T5. Es el segundo tramo de calizas dolomíticas, brechoides a base, continuas y amarillas en el centro y a techo. Se correspondería con la Formación Dolomías Tableadas de Imón descrita por Goy en (1976).

- Jo: Limos y arcillas rojas y verdes con niveles gris oscuro con asociaciones palinológicas. Estas asociaciones nos permiten datar esta unidad como Hettangiense, siendo la primera de esta edad que se localiza en España. Se habría depositado en una llanura fangosa intermareal.

En 1981 y 1982 se publican los mapas geológicos de escala 1:50.000 realizados por Adell *et al.* (1981a y b, 1982a y b) de la Hoja de Atienza, nº433, Barahona nº434, Sigüenza nº461 y Maranchón nº 462. El Triásico se caracteriza por sus facies “tipo Germánica” percibiéndose una variación en el espesor y en las facies más proximales. Las facies *Muschelkalk* están compuestas por arcillas, margas y limos oscuros con finas pasadas carbonatadas amarillentas, a veces con fauna de moluscos y microflora. El contacto con la unidad superior (*Keuper*) es gradual, pasando a limos y arcillas rojas con yesos intercalados, de edad Carniense-Noriense, datado por microflora. En concordancia y a techo se disponen unas calizas algo arcillosas. Los materiales están discordantes sobre un Pérmico, que a su vez, está discordante sobre el zócalo Precámbrico y Paleozoico. El Triásico Superior actuó de nivel de despegue del Jurásico-Cretácico en la Orogenia Alpina.

Hernani *et al.* (1981) estudian los afloramientos volcánicos de la región de Atienza, bajo un punto de vista petrológico.

Busson (1982) expone las características de la sedimentación evaporítica en el borde oeste del Tethys triásico. Considera que se depositan durante una transgresión extraordinaria, con “onlap” directo sobre los materiales pérmicos o sobre depósitos continentales detríticos previamente peniplanizados. Observa un aumento de solubilidad de las sales desde mar abierto hacia la costa, estando su distribución condicionada por los efectos de la morfología local. Como motor de las inundaciones de las plataformas costeras por el mar, sugiere una elevación multifásica del nivel eustático.

Ortí (1982) analiza los cuatro episodios evaporíticos del Triásico en Levante, que se sitúan de más antiguo a más moderno en el límite *Buntsandstein-Muschelkalk* (facies *Röt*), sedimentos evaporíticos sobre plataforma marginal; En el *Muschelkalk* medio con arcillas rojas y grises con niveles de sulfatos. Son consecuencia de sucesivas invasiones marinas del Tethys que evolucionan hacia estados evaporíticos; En el *Keuper*. No es un ciclo continuo sino con pulsaciones. La sedimentación de la Fm. Jarafuel (K-1), en la que las sales predominantes son sulfatos, se interrumpe por una reactivación de la red fluvial que da lugar al depósito de los materiales de la Fm. Manuel (K-2). La Fm. Cofrentes (K-3) se deposita en una gran llanura

distal, que evoluciona a *sabhka* costera con formación de anhidrita nodular para el tiempo de la sedimentación de la Fm. Quesa (K-4). El avance marino culmina con la precipitación de los carbonatos de la Formación Dolomías de Imón; Y en el Retiense-Hettangiense. Este último episodio se caracteriza por la presencia de anhidrita con halita subordinada. Considera las evaporitas de los episodios 1º, 2º y 4º formadas tras avances marinos que preceden a situaciones de confinamiento, y en cubetas asimétricas de profundidad variable. Las evaporitas del *Keuper* se forman en un episodio extensivo, durante una transgresión de poca profundidad. Expone los principales procesos diagenéticos que han tenido lugar en estas evaporitas.

Solé y Ortí (1982), basándose en las asociaciones de polen y esporas, determinan una edad Carniense para el todo el tramo del *Keuper* de Valencia entre el techo de la Formación Jarafuel (K-1) y la Formación Ayora (K-5).

Márquez (1983), en su Tesis Doctoral, aborda el estudio de la fauna de bivalvos del Triásico Medio del sector meridional de la Cordillera Ibérica. Identifica tres unidades litoestratigráficas para el *Muschelkalk*: Un tramo Inferior Dolomítico, un tramo Medio arcilloso-yesífero y un tramo superior dolomítico-margoso.

Peña *et al.* (1983) exponen un modelo diagenético para las areniscas continentales y transicionales del Pérmico y el Triásico de la Cordillera Ibérica.

Riba (1983) realiza un estudio geológico en la zona de Albarracín. Define la Formación Rodeno y la divide entre miembros. El *Muschelkalk* lo divide en *Muschelkalk* Inferior (M1), *Muschelkalk* Medio (M2) y *Muschelkalk* Superior (M3). Este último se divide en “Capas Dolomíticas” y “Formación de Royuela”. En el *Keuper* define dos unidades: Las “margas yesíferas abigarradas del *Keuper*” y las “Carniolas”.

Sopeña *et al.* (1983) en función de las variaciones existentes proponen una serie de tipos de Triásico de la Península que denominan: “Triásico Bético”, “Triásico Pirenaico”, “Triásico Ibérico”, “Triásico Hespérico” y “Triásico Mediterráneo”. Proponen la denominación de “Grupo Guadalajara” para el compuesto por las unidades litoestratigráficas definidas por Ramos (1979) con carácter informal para el *Buntsandstein* de Molina de Aragón. La sucesión más completa para el *Muschelkalk* es la de Cataluña de Virgili (1958), constituiría el “Grupo Tarragona”. Dicen que la sucesión de facies *Keuper* más completa y mejor conocida es el “grupo de Valencia” (Ortí, 1974).

Virgili *et al.* (1983a) exponen los principales resultados del grupo de trabajo. Excluyen a los Pirineos y las Béticas. Dividen los depósitos triásicos de España de acuerdo con la presencia o ausencia de materiales carbonáticos del *Muschelkalk*. Tipo Mediterráneo (dos barras carbonáticas), Tipo Ibérico (una barra) y Tipo Hespérico (ninguna barra carbonática). El *Buntsandstein* basal, en algunos puntos de la Ibérica, tiene edad pérmica. La tectónica y la sedimentación están claramente relacionadas. Definen los numerosos ambientes diferentes durante la evolución del Triásico

Virgili *et al.* (1983b) afirman que la sedimentación del ciclo alpino en el Surco Ibérico comenzó ya durante el Pérmico. Por tanto la discordancia basal del *Buntsandstein* no representa el límite Pérmico-Triásico. La presencia de una paleoalteración rubificante del zócalo paleozoico es una característica principal de esta discordancia.

Alonso (1984) estudia el Triásico del anticlinal de Sigüenza. Indica que se trata de un Triásico de tipo Ibérico y define 7 unidades. La Unidad T1 (Anisiense) equivale a la unidad “Areniscas del Río Arandilla” de Ramos (1979). La Unidad T2 (Anisiense) es comparable a la unidad “Areniscas y limos de Cercadillo” de Sopeña (1979) y a “Limos y areniscas de Rillo” de Ramos (1979). La Unidad T3 (Ladiniense) equivale a “Limos y areniscas abigarradas de Torete” de Ramos (1979). La Unidad T4 (Ladiniense) es un tramo fundamentalmente dolomítico y equivale a las “Capas Dolomíticas” de Ramos (1979) y a “Dolomías y areniscas de Riba de Santiuste” de Sopeña (1979). La Unidad T5 (Ladiniense-Carniense) es una alternancia de dolomías y margas y equivale a las “Capas de Royuela” de Hinkelbein (1969) y Ramos (1979). La Unidad T6 (Carniense) corresponde a las facies *Keuper*. La Unidad T7 (Carniense-Noriense) corresponde a las facies *Keuper*. Correlaciona los materiales triásicos desde Atienza hasta las Catalánides y concluye que, conforme nos acercamos al margen noroccidental de la cuenca, aunque estos materiales sean iguales o parecidos, su edad va siendo más moderna.

Arribas (1984), en su Tesis Doctoral, define informalmente cuatro unidades y seis subunidades litoestratigráficas en el Triásico del borde N de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Define informalmente el “Grupo D” y el “Grupo Carbonatado”. Realiza el análisis de facies y la descripción de los medios sedimentarios de cada unidad. Describe cuatro etapas de sedimentación: Primera etapa transgresiva, segunda etapa transgresiva, tercera etapa regresiva y cuarta etapa regresiva. Litoestratigráficamente, el “Grupo Carbonático” es equivalente a las facies *Muschelkalk*. Dentro de este grupo define las “Dolomías basales” y las “Dolomías y Margas Superiores”.

Arribas y Peña (1984) estudian la sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior del *Muschelkalk* en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Establecen la litoestratigrafía del *Muschelkalk* para esta zona. Distinguen M-1 (barra inferior), M-2 (terrígeno-evaporítico) y M-3 (barra carbonatada superior).

García-Gil (1984), en su tesis de Licenciatura, realiza un estudio de la estratigrafía y la sedimentología del Triásico del sector Medinaceli-Somaén (Soria). Establece cinco unidades litoestratigráficas, con carácter informal: Las Areniscas y Lutitas de Jubera con tres subunidades: J-1, J-2 y J-3. Dentro de esta última distingue T-A y T-B. Las Capas dolomíticas (Ladiniense): Pertenecen a las facies *Muschelkalk* y se depositaría en un medio mareal carbonatado de llanura de marea, desde sub a supramareal. Las Capas de Royuela (Ladiniense): Pertenecen a las facies *Muschelkalk* y se depositó en un medio de llanura mareal árida, desde sub a supramareal. Hacia el W el medio es más somero. Las Lutitas verdes y grises de El Puente (Ladiniense-Carniense): Facies *Keuper* y se depositaron en una llanura evaporítica de tipo “*sabkha*”. Y las Lutitas rojas de El Puente (Noriense): Facies *Keuper*. Llanura evaporítica de tipo “*sabkha*”.

López-Gómez *et al.* (1984) datan los materiales del *Buntsandstein* de la zona de

Cañete y Talayuelas (Cuenca). Le atribuyen una edad Anisiense-Carniense a partir de los datos palinológicos. La evolución de la cuenca comenzaría con un desarrollo de horsts y grabens con evolución individualizada que se iría erosionando y rellenando de sedimentos respectivamente, de forma diacrónica. Posteriormente, el mar Tethys transgrede en dirección SE-NW y, en el Triásico Superior retrocede dejando un ambiente de tipo costero árido.

Turner *et al.* (1984) estudian el paleomagnetismo del Pérmico y el Triásico de la Cordillera Ibérica. Concluyen que estos materiales están afectados por tres etapas de imanación. Una diagénesis durante el Triásico, una reimanación a finales del Terciario y una tercera correspondiente a la adquisición de una componente normal, producida por la meteorización reciente. Observan que las facies del Saxoniense se comportan de manera diferente a las del *Buntsandstein*. Las facies saxonienses señalan una magnetización anterior a la rotación de la Península Ibérica, que se produce probablemente durante el Triásico Inferior.

Arribas (1985) describe la litoestratigrafía de las facies *Buntsandstein* y *Muschelkalk* de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Señala la presencia de un Triásico Mediterráneo y un Triásico Ibérico. Denomina “Grupo Detrítico” a las facies *Buntsandstein* y a los tramos inferiores de *Muschelkalk* y “Grupo Carbonático” a los tramos superiores de *Muschelkalk*. Intenta una correlación con las unidades descritas por Ramos (1979) en Molina de Aragón. Las unidades que describe son:

Boquera *et al.* (1985) en la explicación de la Hoja Geológica nº 240 “Ezcaray” escala 1:50.000, describen una serie triásica en la Demanda, en cuya base discordante hay unas pizarras del Westfaliense, y que se encuentra formada por tres tramos: “El primero TG1 formado por conglomerados de 20 m de potencia seguido por una alternancia de 80-100 m de areniscas y pelitas en bancos de varios metros. En el segundo tramo TG2 hay 20 m de calizas dolomíticas amarillentas y lentejones. En el tercero son 50 m de arcillas y margas rojas con lentejones de yesos. Sobre estos tres tramos se depositan concordantes unas carniolas.

García-Gil y Sopena (1985) describen los depósitos de *point-bar* dentro del sistema fluvial de alta sinuosidad del *Buntsandstein* del NW de la Cordillera Ibérica. Describen facies y asociaciones de facies. Además estudian las paleocorrientes y hacen una fotointerpretación de los afloramientos.

García-Royo (1985) sigue las ideas de Hienkelbein (1969) y Ramos (1979) en Albarracín y reconoce las Capas Dolomíticas, con disminución de espesor hacia el SW, las Capas de Royuela, que también disminuyen de espesor hacia el SW y el *Keuper*, que son margas rojizas con intercalaciones de areniscas y dolomías. Los yesos están presentes en estos materiales. La cuenca evolucionaría de un ambiente de llanura mareal, submareal-intermareal, a una plataforma somera y de nuevo submareal-intermareal bajo para pasar a intermareal, todo ello durante el *Muschelkalk*. La progradación continuaría en el *Keuper*, siendo los materiales propios de “*sabkha*” costera e incluso fluviales.

López (1985), en su Tesis Doctoral, estudia la sedimentología y la estratigrafía del Pérmico

y el Triásico entre Cueva de Hierro y Chelva (Cuenca y Valencia). Divide el *Buntsandstein* en tres unidades de carácter informal. El *Muschelkalk* lo divide en otras tres y el *Keuper* en cinco subunidades.

Pérez-Arlucea (1985), en su Tesis Doctoral, estudia la estratigrafía y sedimentología del Pérmico y el Triásico de Molina de Aragón-Albarracín. Diferencia tres sectores: la Sierra de Caldereros, la mitad NW de la Sierra de Albarracín y la mitad SE de la misma Sierra. Dice que en el límite Ladiniense-Carniense se pasa de las facies carbonatadas a las evaporíticas del *Keuper*. Define las siguientes unidades litoestratigráficas: “Complejo vulcano-sedimentario” (Pérmico): Son andesitas, dacitas y riolitas. “Lutitas y areniscas de Tormón” (Pérmico Superior): Lutitas rojas compactas y areniscas de grano fino, con intercalaciones de conglomerados. Tiene dos subunidades: T1 son conglomerados masivos. T2 son lutitas rojas y areniscas de grano fino. “Conglomerados de la Hoz” (Pérmico-Triásico): Conglomerados de cuarcita con intercalaciones de areniscas. “Areniscas de Rillo de Gallo” (Triásico Inferior): Son litoarenitas y subarcosas de grano medio, con intercalaciones de conglomerados. “Nivel de Prados” (Triásico Inferior-Anisiense): Areniscas rojas de grano medio o fino, con intercalaciones de lutitas. “Areniscas del Río Arandilla” (Anisiense): Areniscas amarillas y rojas con intercalaciones de lutitas verdes o rojas. “Limos y areniscas de Rillo” (Anisiense Superior-Ladiniense Inferior): Alternancia de areniscas de grano medio y fino con lutitas rojas. “Dolomías y margas de Albarracín” (Triásico Medio): Dolomías grises, arenosas en la base, con niveles de dolomías margosas y margas verdes. “Limos y areniscas abigarradas de Torete” (Ladiniense): Alternancia de lutitas y margas verdes y rojas, con intercalaciones de areniscas y dolomías ocreas. “Lutitas y yesos de Tramacastilla” (Ladiniense): Alternancia de lutitas y yesos ocreos, con niveles de margas verdes y negras y algunas intercalaciones dolomíticas. “Dolomías de Tramacastilla” (Ladiniense Inferior): Dolomías grises cristalinas, con estratificación horizontal y cruzada. “Dolomías, margas y calizas de Royuela” (Ladiniense Superior): Dolomías ocreas y grises de grano fino. “Lutitas y yesos de Noguera” (Carniense): Yesos grises o negros, con intercalaciones de lutitas negras, margas verdes y algunos niveles de dolomías ocreas. “Lutitas de Teroleja” (Carniense): Lutitas rojas, compactas, con algunos niveles de yesos blancos y rojos. “Yesos y lutitas de Teroleja” (Noriense): Yesos rojos masivos, con intercalaciones de lutitas rojas. “Yesos y margas de Teroleja” (Noriense): Yesos blancos o grises, masivos o laminados, con niveles de pseudomorfo de anhidrita.

Pérez-Arlucea y Sopena (1985) son los primeros en definir las unidades estratigráficas formales para el Pérmico y el Triásico de Molina de Aragón-Albarracín, descritas anteriormente en la tesis de Pérez-Arlucea. Algunas de estas unidades ya habían sido descritas por Ramos (1979) en Molina de Aragón. Discuten las implicaciones paleogeográficas del umbral situado al N de la Sierra de Albarracín.

Sopena *et al.* (1985) resumen las características y distribución de los diferentes tipos de Triásico que se pueden encontrar en la Península Ibérica. El Triásico Mediterráneo, en el que se pueden distinguir las cinco unidades de tipo germánico, se encuentra en Cataluña, Valencia, Castellón y Teruel. El Triásico Ibérico, con tres tramos, se distribuye por la Sierra de la Demanda, Cordillera Ibérica y su articulación con el Prebético en las regiones de Albacete y Jaén; el Triásico Hespérico, caracterizado por la ausencia de *Muschelkalk*, se extiende por Asturias, Santander, Portugal, bordes NE y SE del Sistema Central y borde sur del Sistema

Central desde Alcaraz hasta el Algarve.

Aracil (1986), en su Tesis de Licenciatura, hace un estudio estratigráfico y sedimentológico del *Muschelkalk* y el *Keuper* entre Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria. Estudia 4 unidades estudiadas ya por Hernando (1977): Las Lutitas de Cuevas de Ayllón (T-2) (Ladiniense): Areniscas amarillas de cuarzo y feldespato. Las Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón (T-3) (Carniense): Arcillas, limos y margas verdes y negras, con intercalaciones carbonatadas amarillentas. Las Areniscas de Carrascosa de Arriba (T-3.1.) (Carniense): Areniscas ocre muy homométricas de grano medio. Y las Lutitas y yesos de Valderromán (T4) (Carniense-Noriense): Son lutitas rojas con intercalaciones arenosas carbonatadas y con yesos.

López y Arche (1986) definen siete unidades litoestratigráficas para el Pérmico y el Triásico en las provincias de Cuenca y Guadalajara. Estas unidades son de carácter informal y tienen rango de formación. Sus unidades de *Keuper* son las definidas por Ortí en 1974.

Pérez-Arlucea y Sopena (1986) realizan un estudio sedimentológico del Saxoniense y el *Buntsandstein* de Molina de Aragón y Albarracín. Distinguen dos unidades litoestratigráficas para el Saxoniense y lo interpretan como abanicos aluviales. En el *Buntsandstein* distinguen los “Conglomerados de la Hoz”.

Ramos *et al.* (1986) realizan un análisis sedimentológico de las facies conglomeráticas y arenosas del *Buntsandstein* del centro de la Península. Dividen las facies conglomeráticas en depósitos de barras, de relleno de canal y de acreción lateral. Las facies de areniscas son reconocidas como barras compuestas.

Arribas (1987) estudia las facies superiores del *Muschelkalk* en el borde N de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. La unidad “Dolomías basales” es interpretada como depósitos de plataforma carbonatada bajo ambiente mareal de baja energía. Las “dolomías y margas superiores” se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada bajo ambiente mareal, con un importante término submareal. Deduce dos mecanismos de dolomitización.

Bastida *et al.* (1987) estudian la mineralogía y geoquímica de las lutitas del *Keuper* de Valencia, encontrando que las asociaciones de minerales de la arcilla que aparecen en las unidades K-2 a K-5, así como su contenido en boro, indican una secuencia de confinamiento químico progresivo.

Castaño *et al.* (1987) realizan un estudio mineralógico y petrogenético de las lutitas del *Keuper* de Valencia. Deducen un incremento de las condiciones de hipersalinidad de base a techo y de W a E y una mayor proximidad al borde de cuenca de la zona occidental.

García-Gil y Sopena (1987a) estudian los ambientes deposicionales de las facies terrígeno-carbonáticas del *Muschelkalk* del centro de España. Realizan una correlación con las unidades definidas en Riba de Santiuste. Diferencian una unidad terrígena que separa los

carbonatos del *Muschelkalk* y que aumenta de espesor hacia el NW. Describen el medio en el que se depositaron los terrígenos como un sistema fluvial con depósitos de canal, de barras y de llanura de inundación.

García-Gil y Sopena (1987b) publican un trabajo donde estudian el Triásico del sector Medinaceli-Somaén (Soria). Distinguen 5 unidades litoestratigráficas de carácter informal. Las “Areniscas de Jubera”: Divididas en tres subunidades: “Subunidad Inferior” (J1): Depósitos de ambiente fluvial con barras de meandro, chutes, rellenos de canal y derrames. “Subunidad Media” (J2): Lutitas con intercalaciones de areniscas. Son depósitos fluviales de baja sinuosidad. “Subunidad Superior” (J3): Predominio de las areniscas. Se divide en dos tramos: A- Inferior: Depósitos de ambientes fluviales de baja sinuosidad. B- Superior: Depósitos de llanura fangosa con influencia mareal. Las “Capas Dolomíticas” (Ladiniense): Depósitos de ambientes mareales carbonatados, con cierto carácter hipersalino. Las “Capas de Royuela” (Ladiniense-Carniense): Ambiente mareal carbonatado con influencia continental. Y las “Lutitas y yesos de El Puente”: Corresponde a las facies *Keuper*. Se depositaron en un medio de llanura evaporítica de tipo “*sabkha*”.

Hernando y Rincón (1987) realizan un estudio del sector de Mansilla (Demanda Suroriental). Describen como el Triásico se deposita discordante sobre el zócalo paleozoico. Hablan de la presencia del *Keuper*, que presenta un tránsito gradual, con un aumento en el aporte de terrígenos, sin un cambio apreciable en el medio de sedimentación.

López (1987) trata los aspectos sedimentológicos y estratigráficos del *Buntsandstein* y el *Muschelkalk* de la zona de Cuenca-Valencia. Describe siete unidades litoestratigráficas de carácter informal. Explica la relación de la tectónica y la sedimentación a lo largo de este periodo. Para el *Buntsandstein* explica una primera fase de “graben” con tectónica sinsedimentaria. Para el *Muschelkalk* explica una fase más madura del “graben” con subsidencia menor y más lenta.

López *et al.* (1987) estudian las facies *Muschelkalk* de Henarejos (Cuenca), desde un punto de vista sedimentológico y faunístico. Dividen la serie en siete niveles con litologías y asociaciones de facies características. En general, estos sedimentos se depositaron en un medio intermareal alto y supramareal.

Matesanz (1987) estudia el *Buntsandstein* de la región de Ayllón-Atienza, partiendo de las ideas de Hernando (1977). Diferencia las siguientes unidades: T-1.1.: Areniscas y conglomerados que marcan el comienzo de la sedimentación del *Buntsandstein* y se apoya discordante sobre los materiales pérmicos. T-1.2.: Areniscas y conglomerados que se interpretan como el depósito de sistemas fluviales de baja sinuosidad y define un ciclo sedimentario con tendencia inicial progradante. T-1.3.: Areniscas que representan el comienzo del segundo ciclo sedimentario. Son depósitos de sistemas fluviales de baja sinuosidad. T-1.4.: Esta unidad compuesta por areniscas y lutitas es extensiva sobre las anteriores.

Muñoz (1987), en su Tesis de Licenciatura, analiza la sedimentología de la parte superior del *Buntsandstein* en Rillo de Gallo (Guadalajara). Elabora un mapa de isopacas de la unidad

“Limos y areniscas de Rillo” Sobre ese mapa deduce que hacia el SE, en la Sierra de Albarracín, existía un umbral. Hacia el NW, en la zona del Arroyo de San Román, hay un área de mínima o nula sedimentación. La máxima sedimentación se observa en la zona de Teroleja. Divide el *Buntsandstein* en cuatro tramos que representan la evolución de un medio fluvial a un medio con influencia marina.

Ortí (1987) explica las características sedimentológicas de las series evaporíticas del Röt, *Muschelkalk* medio, *Keuper* inferior, *Keuper* superior y Rhaeto-Hettangiense de la mitad oriental de la Península Ibérica, argumentando su origen marino. Considera que las evaporitas del *Keuper* inferior representan una situación marina regresiva, aunque localmente pueden ser expansivas sobre los carbonatos del *Muschelkalk*. La serie evaporítica del *Keuper* superior representa una situación transgresiva.

Pérez-Arlucea (1987a) estudia la distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y el Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. Distingue dieciséis unidades litoestratigráficas, descritas anteriormente, cuatro de ellas para el *Keuper* de la región: “Lutitas y yesos de Noguera”, “Lutitas de Teroleja” “Yesos y Lutitas de Teroleja” y “Yesos y margas de Teroleja”. La distribución de estas unidades depende de la tectónica contemporánea con la sedimentación.

Pérez-Arlucea (1987b) publica un trabajo sobre las unidades carbonáticas del Triásico entre Molina de Aragón y la Sierra de Albarracín. El *Muschelkalk* de esta zona comprende cinco unidades litoestratigráficas. Se corresponden con dos barras carbonatadas y un tramo terrígeno-evaporítico intermedio. Diferencia varias etapas transgresivas-regresivas. Los medios que describe son de *lagoon* y de llanura mareal.

Sánchez-Moya (1987), en su Tesis de Licenciatura, realiza un estudio sedimentológico de la “Unidad Areniscas del Río Arandilla” definida por Ramos (1979) Divide la unidad en cuatro tramos: El Tramo Basal que se correspondería con un sistema fluvial de tipo *braided*. El Tramo Inferior que sería un sistema fluvial similar al anterior. Presenta una mayor amplitud en los canales y una mejor conservación de la llanura de inundación. El Tramo Medio que se depositaría en canales de alta sinuosidad. Y el Tramo Superior con canales *braided* con predominio de facies de canales.

García-Gil y Sopeña (1988) ponen de manifiesto la existencia de una discordancia angular entre el *Buntsandstein* y el *Muschelkalk*, que consideran una discontinuidad sedimentaria de primer orden. Describen además una relación de *onlap*, a escala de afloramiento, para estos materiales. Distinguen la presencia de una “Unidad Basal” sobre la discordancia. Observan, a partir de la construcción de un mapa paleogeográfico el contacto *Buntsandstein-Muschelkalk* que hay tres zonas de umbrales con la dirección de la fracturación tardihercínica.

Sopeña *et al.* (1988) realizan una síntesis de las cuencas de tipo “rift” pérmicas y triásicas de la Península Ibérica, afirmando que son cuencas fuertemente influenciadas por la actividad tectónica.

García-Gil (1989) en su Tesis Doctoral, estudia los materiales del *Buntsandstein* y el *Muschelkalk* del sector N de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y reconoce en la zona cinco unidades: las “Areniscas y limos de Cercadillo”: Redefine su límite inferior. Se depositó en un ambiente fluvial. Los “Limos y areniscas abigarradas de Torete”: Se identifica por primera vez dentro de esta región. Se depositó en un medio de corrientes efímeras, tanto de alta como de baja sinuosidad. Las “Dolomías de Tramacastilla”: Se le reconocen superficies de karstificación. Se identifica como un medio mareal. Las “Dolomías, margas y calizas de Royuela”: Se depositó en un ambiente marino somero, de carácter mixto. Y las “Areniscas y lutitas de la Cuesta del Castillo”: Se define dentro de esta zona. Distingue dos miembros, uno lutítico y uno arenoso. Se depositó en un medio de llanura mareal terrígena.

Turner *et al.* (1989) estudian el paleomagnetismo de Molina de Aragón (Guadalajara).

Sánchez-Moya *et al.* (1989) estudian la arquitectura fluvial de la Fm. Areniscas del Río Arandilla y observan la existencia de cuatro episodios deposicionales.

Muñoz *et al.* (1990) analizan dos sondeos de la Cuenca de Almazán. Establecen la correlación con un sector del área noroccidental de la Cordillera Ibérica. Definen además varias electrofacies.

Pérez-Mazario (1990), en su Tesis Doctoral, estudia los materiales pérmicos de la zona de Ayllón-Atienza. Establece dos sectores distintos.

Pérez-Mazario *et al.* (1990) desarrollan un estudio sobre las facies del *Muschelkalk* basal en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica.

Rey y Ramos (1991) estudian el Pérmico y el Triásico de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Reconocen seis unidades litoestratigráficas, asignándole una edad Autuniense a la más antigua; la siguiente unidad estaba en el límite Pérmico Superior y Triásico Inferior; la tercera y la cuarta unidad pertenecían al Triásico Inferior y Medio y las dos últimas unidades para la transgresión del Tethys en el Triásico Medio-Superior.

Torres y Sánchez-Jiménez (1990), a partir de datos de sondeos y de superficie de la Cordillera Ibérica, realizan mapas de isopacas para las distintas unidades del *Keuper*, fundamentalmente en la zona de la Depresión Intermedia.

Sánchez-Moya (1991), en su Tesis Doctoral, analiza el Triásico en facies *Buntsandstein* en varios sondeos realizados en zonas cercanas al área de Sigüenza. Distingue diversas unidades litoestratigráficas, que correlaciona con otras áreas cercanas de la Cordillera Ibérica. También realiza la descompactación y el análisis geohistórico de los materiales.

Muñoz *et al.* (1992) estudian la arquitectura fluvial de los sedimentos del *Buntsandstein* Superior durante la transgresión marina del Tethys sobre la Península Ibérica.

Muñoz (1993), en su Tesis Doctoral, analiza el Pérmico y el Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes, mediante la interpretación de sondeos y líneas sísmicas. Diferencia tres sectores en función del tipo de materiales que presentan. Hace una modelización del potencial de hidrocarburos de la zona. Analiza las siguientes unidades para el Triásico: Fm. Conglomerados de la Hoz del Gallo (Ramos, 1979): Son conglomerados con niveles de areniscas y se depositaron en medios aluviales y fluviales. Fm. Areniscas de Rillo de Gallo (Ramos, 1979): Son areniscas con algunos cantos dispersos y niveles subordinados de lutitas y se depositaron en sistemas fluviales *braided*. Fm. Nivel de Prados (Ramos, 1979): Está constituida por lutitas rojas y se depositaron en un sistema de canales de baja sinuosidad. Fm. Areniscas del Río Arandilla (Ramos, 1979): Areniscas con niveles ocasionales de lutitas y nódulos carbonáticos. Se depositó en sistemas fluviales de tipo *braided*. Fm. Limos y areniscas de Rillo (Ramos, 1979): Está constituida por una alternancia irregular de areniscas y lutitas y se depositó en un sistema fluvial. Fm. Limos y areniscas abigarradas de Torete (Ramos, 1979): Conglomerados y lutitas de Araviana (Arribas, 1984): Son lutitas rojas con niveles de areniscas que se generó en un sistema fluvial. Areniscas de Tierga (Arribas, 1984): Son una alternancia irregular de areniscas y lutitas y se depositó en sistemas fluviales de baja sinuosidad. Complejo lutítico-carbonático evaporítico superior (Marzo, 1980): Compuesto por lutitas con intercalaciones de areniscas. La sedimentación se generó en una llanura fangosa. Fm. Dolomías y margas de Albarracín (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985): Constituida por una alternancia irregular de lutitas y dolomías y se depositó en ambientes inter y supramareales. Fm. Lutitas y yesos de Tramacastilla (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985): Son lutitas versicolores, con margas, dolomías y areniscas y se depositó en ambientes de llanura fangosa evaporítica. Fm. Dolomías de Tramacastilla (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985): Son dolomías ocre y grises y se depositaron en un sistema de rampa homoclinal carbonatada. Fm. Dolomías, margas y calizas de Royuela (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985): Son dolomías, con niveles de margas y lutitas y se depositaron en una rampa carbonatada somera. K.I: Se encuentra en el sector norte. La litología dominante son lutitas, y puede presentar niveles de anhidrita. Se depositó en un ambiente de tipo *sabkha*. K2: (Ortí, 1974): Está constituida por lutitas que alternan con niveles de areniscas. Se depositó en un ambiente de tipo *sabkha*. K4: (Ortí, 1974): Son lutitas rojas con carbonatos y yesos. Se depositó en un ambiente de llanura evaporítica. K5: (Ortí, 1974). Es una alternancia irregular de lutitas y areniscas. Se depositó en una *sabkha* marginal.

Durante el III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España (1994) se presentaron algunos trabajos de interés en los alrededores de la zona de estudio:

Muñoz *et al.* (1994) caracterizan las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica, descritas en la tesis de Muñoz (1993)

En una de las guías de campo de este III Coloquio García-Gil (1994) hace una recopilación del Triásico de la región de Riba de Santiuste-Arcos de Jalón. Pérez-Arlucea y Rey (1994) realizan una síntesis de la sedimentación continental y marina del Pérmico y el Triásico de la zona de Albarracín-El Pobo de Dueñas.

Pérez-López *et al.* (1994) en el III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España, estudian las facies carbonatico-evaporíticas del Triásico Superior y su tránsito al Lías en el Levante español. Tomando como referencia la identificación de la unidad Ayora (K5) del *Keuper* establecen una litoestratigrafía de los distintos conjuntos litológicos del tránsito Triásico-Jurásico: Unidad Ayora (K5), Fm. Zamoranos/Fm. Imón, Anhidritas de Carcelén/Fm. Cortes de Tajuña. Los datos palinológicos permiten datar el Noriense (incluido el Retiense).

En el mismo Coloquio, Bastida *et al.* (1994) explican las unidades litológicas del Triásico de la región de Valencia, desde el punto de vista industrial. Se explotan las asociaciones de filosilicatos de K2 y K3 para cerámica y ladrillos.

En las guías de las excursiones de este mismo Coloquio Ortí y Pérez-López describen el Triásico Superior de Levante. Básicamente hacen un resumen detallado de estos materiales.

Sánchez *et al.* (1994) estudian los afloramientos triásicos de los alrededores de Honrubia. Describen como los sedimentos triásicos se depositan en discordancia angular sobre el Paleozoico y cuál es el relleno de ese paleorrelieve.

Pérez-Arlucea y Rey (1994) realizan una guía de campo para el III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de la Cordillera Ibérica. Realiza una recopilación de todas las unidades descritas hasta el momento para esta zona.

Durante este III Coloquio hay varios trabajos dedicados al límite Triásico-Jurásico como el de Barrón y Goy (1994) que hacen análisis palinológicos en la zona de Sigüenza; Goy y Márquez-Aliaga (1994) que estudian bivalvos norienses en la Fm. Imón en Renales.

Sopeña *et al.* (1995) describen las asociaciones palinológicas principales del Pérmico y el Triásico del centro de la Península Ibérica.

Ortí *et al.* (1996) realizan un estudio general de las formaciones salinas de las cuencas triásicas de la Península Ibérica, caracterizando su petrología y su geoquímica. Afirman que las condiciones de sedimentación debían ser “bastante uniformes, propias de cuencas poco profundas en las que no se pone de manifiesto, desde el punto de vista geoquímico, una influencia de aguas continentales”.

Ramos *et al.* (1996) modelizan la evolución térmica y la generación de hidrocarburos del Pérmico y el Triásico en el NW de la Cordillera Ibérica y (1996) estudian los elementos arquitectónicos de los depósitos aluviales del Pérmico Superior al Triásico Medio.

Sopeña y Sánchez-Moya (1997) estudian las secuencias deposicionales de origen

tectónico y la arquitectura del borde W de la Cordillera Ibérica. Definen cinco momentos tectónicos y sus sistemas deposicionales asociados, por el estudio de la arquitectura sedimentaria.

Alonso-Zarza *et al.* (1999) comparan los paleosuelos desarrollados en dos momentos tectónicos distintos dentro del *Buntsandstein* destacando su utilidad para reflejar el medio sedimentario en el que se formaron.

Ruiz *et al.* (1999) aportan los primeros resultados magnetoestratigráficos del Triásico Medio y Superior en Cuevas de Ayllón. Presentan la columna litoestratigráfica junto con los resultados paleomagnéticos obtenidos, los cuales revelan una zonación magnética consistente con la posición estratigráfica de las muestras. Para el Carniense reconocen la existencia de tres magnetozonas: dos de polaridad invertida y una de polaridad normal.

Arche *et al.* (2001) estudian los depósitos regresivos del Carniense pertenecientes a K2. Realizan una descripción y una correlación con los materiales del resto de Levante.

En estos últimos años se han publicado dos libros recopilatorios sobre la geología de España. En *Geology of Spain* (Gibbons y Moreno, 2002), López-Gómez *et al.* (2002) hacen una recopilación de los conocimientos sobre el Pérmico y el Triásico.

Alonso-Zarza *et al.* (2002) estudian los procesos de silicificación y dolomitización de los nódulos de anhidrita de paleosuelos del Triásico del Centro de la Península definiendo un medio de sedimentación fluvial de clima semi-árido para el desarrollo de estos nódulos.

Arche *et al.* (2002 a) realizan un estudio de la Formación Areniscas de Manuel en el SE de la Península Ibérica. Afirman que se originaron durante un periodo de mar bajo, durante el que diferencian tres ciclos. Establecen una edad Carniense inferior-medio. Correlacionan esta zona con Alhambra, Chiclana y Jaraco, discutiendo las causas climáticas, tectónicas y eustáticas de sus cambios laterales.

Arche *et al.* (2002 b) proponen una correlación entre los sedimentos pérmicos y triásicos del Levante y los de las Islas Baleares. Presentan los sedimentos triásicos con las facies germánicas características. Describen una Unidad pelítica-evaporítica superior que se corresponde con las facies *Keuper* compuesta por un tramo lutítico rojo con evaporitas inferior y uno carbonático superior. Se les asocia con edades Carniense-Noriense.

En Geología de España (Vera, 2004), Ortí (2004) estudia las últimas etapas de la actividad del rifting y de sus sedimentos asociados que corresponden con las facies *Keuper*. Realiza una pequeña síntesis de lo expuesto hasta el momento por distintos autores citados anteriormente.

Arche *et al.* (2004) realizan una propuesta de síntesis para los depósitos pérmicos y triásicos del centro y NE de la Península Ibérica. Respecto al *Keuper* dicen que consiste en dos

ciclos mayores evaporíticos tanto en las Catalánides como en la Cordillera Ibérica. En la cuenca del Ebro se encuentran separados por unas lutitas rojas y en Levante y en las Béticas, por una unidad arenosa. Incluyen el *Keuper* en un séptimo ciclo deposicional, que pasa lateralmente a la zona de Honrubia.

García-Gil *et al.* (2005) hacen un estudio palinoestratigráfico de la Fm. Cuesta del Castillo en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Palinológicamente le atribuyen una edad Langobardiense (Ladiniense superior). Dicen que las facies *Keuper* suprayacentes podrían desarrollarse a partir del límite Langobardiense-Cordevoliense (Ladiniense-Carniense).

Razola (2005) realiza un intento de correlación del *Keuper* del borde NW de la Cordillera Ibérica entre Ayllón-Atienza e intenta comparar los tramos descritos con los definidos en otras zonas de la Península Ibérica.

Suárez-Alba (2005) en el IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España, estudia la estratigrafía del *Keuper* y el Lías de La Mancha por medio de sondeos. Encuentra las 5 unidades descritas por Ortí (1974) para el *Keuper* en esta zona y además añaden un K6 que se correspondería con la Fm. Dolomías Tableadas de Imón.

Razola *et al.* (2008) caracterizan las propiedades paleohidráulicas de sistemas fluviales en las facies arenosas del *Keuper* del NW de la Cordillera Ibérica. Comparan la información obtenida por medio del estudio sedimentológico con los datos obtenidos en el estudio paleohidráulico. A la hora de diferenciar estilos fluviales en sedimentos antiguos el estudio sedimentológico presenta más resolución que el hidráulico.

2.4.2.- Antecedentes del Triásico de otras zonas de la Península Ibérica (Cordillera Bética y el margen sudibérico, Catalánides y Cuenca del Ebro).

Virgili (1958) hace un estudio detallado sobre el Triásico de los Catalánides, cuya litoestratigrafía asocia a la del tipo germánico, aunque con muchas formas de fauna típica del Triásico Alpino. Lo divide en los siguientes tramos: *Buntsandstein* con tres unidades (B-1, B-2 y B-3). *Muschelkalk* con tres unidades (M- 1, M-2, M-3). Y *Keuper* con tres unidades (K- 1, K-2, K-3). Compara estas unidades con el Triásico de otras cuencas españolas concluyendo: 1) Los caracteres del Triásico Catalán y del Triásico Ibérico son muy parecidos. 2) Las series del Triásico Catalán y del Bético son comparables por la existencia de niveles faunísticos equivalentes, pero son completamente diferentes por las condiciones en que se ha efectuado la sedimentación.

Virgili (1960-1962) presenta un conjunto de consideraciones paleogeográficas y paleoclimáticas acerca del Triásico del NE de España (Pirineos y Catalánides) haciendo mención de los macizos que actúan como límites de cuenca. Con el depósito del *Keuper*, las condiciones de sedimentación se uniformizan en toda esta zona.

López-Garrido y Rodríguez (1970) definen y estudian sedimentológicamente la Formación Chiclana de Segura, perteneciente al Triásico Superior de la Cobertera de la Meseta en el límite con el Prebético. Son grauvacas y arcosas inmaduras, resultado de una intensa meteorización en clima árido-semiárido y depositadas en un medio de tipo *lagoon* o mar de poca profundidad, tras un transporte corto y rápido desde zonas próximas con elevado relieve.

López-Garrido (1971), en su Tesis Doctoral, realiza una correlación entre las facies del borde de la Meseta (Fm. Chiclana de Segura) y de la zona prebética (Fm. Hornos-Siles). Considera que la sedimentación triásica se produjo en un mar muy poco profundo y restringido. Hacia el borde de la Meseta pueden producirse tanto condiciones costeras como continentales. Más hacia el este existen episodios de comunicación con mar abierto. Hacia el final del Triásico se generalizan las condiciones de mar restringido con depósito de evaporitas

Vera y López-Garrido (1971) estudian también la Formación Chiclana. Esta formación está constituida por areniscas y lutitas rojas, con predominio de lutitas hacia el este. Las direcciones de paleocorrites son de W a E y los niveles de arenisca en forma de cuña se adelgazan hacia el este. Interpretan el depósito como producido en un medio marino poco profundo en clima mediterráneo con alternancia de períodos húmedos y secos.

Virgili (1974) expone las características generales de los niveles evaporíticos del Triásico del litoral mediterráneo entre Barcelona y Valencia y del borde de la Meseta. Distingue entre el Triásico Mediterráneo y el Ibérico. El Mediterráneo se caracteriza por tener tres niveles evaporíticos: en el techo del *Buntsandstein* (el menos desarrollado), en el *Muschelkalk* medio y en el *Keuper*. El Ibérico, en el borde de la Meseta, es más detrítico y de menor espesor, con dos niveles evaporíticos, en el techo del *Buntsandstein* (el menos desarrollado) y en el *Keuper*, existiendo un único nivel carbonático en el *Muschelkalk*.

Fernández (1977) realiza en su Tesis Doctoral un estudio del Triásico en el borde SE de la Meseta, haciendo énfasis en los aspectos sedimentológicos. Concluye que la sedimentación de las facies detríticas rojas se inicia con depósitos de abanicos aluviales que evolucionan hacia un sistema fluvial en régimen inestable y estacional, desarrollándose hacia el final de la sedimentación triásica llanuras de inundación importantes con o sin yesos y con cuencas lacustres.

Durante el I Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Triásico y el Pérmico en España (1977) se dan a conocer una gran cantidad de trabajo de toda España. Los trabajos sobre *Keuper* son:

Ortí y Bayo (1977) constatan el marcado carácter evaporítico de los materiales del *Keuper* de las Catalánides y confirman la frecuente presencia de materiales volcánicos. Consideran que todos los yesos son de origen secundario. Proponen un modelo general de hidratación de la anhidrita para su génesis.

Sánchez de la Torre, *et al.* (1977) estudian la serie permotriásica de la región de Villaviciosa (Asturias). Explican que la parte superior de la serie presenta características de borde de cuenca, desde las zonas arenosas, pasando a llanura de inundación, llanura mareal y por último, un medio evaporítico.

Virgili *et al.* (1977) exponen las características fundamentales del Triásico Mediterráneo, Ibérico, Pirenaico y Bético, así como las edades conocidas para las diferentes facies. El Triásico Mediterráneo comprende el de Cataluña, Valencia y Castellón. Presenta facies distales con importante influencia marina y niveles carbonáticos desarrollados. Tiene biofacies alpina y litofacies germánica. El Triásico Ibérico se presenta en los bordes de cuenca del Macizo Castellano y tiene menor influencia marina, con una sola barra carbonática. El Triásico Bético presenta menos espesor de los términos carbonáticos en el paso a Triásico Ibérico, denominándose Triásico Prebético. Las edades del comienzo de la sedimentación de cada facies son diferentes según los dominios, e incluso diacrónicas dentro del mismo. En el Triásico Mediterráneo el *Keuper* es de edad Carniense y las series dolomíticas del Triásico superior, norienses. En el Triásico Bético el *Keuper* es, al menos, Carniense, quizá Noriense.

Quintero *et al.* (1980) en la Memoria de la Hoja nº 792, Alpera del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 sitúan el área en la zona de interacción Ibérica y Bética, con predominio de la influencia del Prebético Externo. Distinguen para el Triásico los mismos ocho niveles de Quintero *et al.* (1977) ya expuestos.

García-Hernández *et al.* (1980) analizan la evolución paleogeográfica mesozoica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. La sedimentación triásica se produce en facies de tipo germánico. Finaliza con las arcillas abigarradas del *Keuper*. Alternando con estas arcillas se encuentran espesores importantes de yesos y sales, hasta 300 y 100 metros respectivamente.

Marzo (1980), en su Tesis Doctoral realiza un estudio de la estratigrafía y de los procesos del sedimentación del *Buntsandstein* de las Catalánides. Indica que estos materiales pueden ser atribuidos básicamente al Scytiense. Divide la zona en tres dominios, que representan una subcuenca particular, con límites y evolución paleogeográfica propios.

Rodríguez (1979) realiza una síntesis geológica del margen sudibérico en Alcaraz. Distingue dos facies dentro del Triásico: Facies de “borde de cuenca”: Son detríticas y evaporíticas a techo y aparecen próximas al SE de la Meseta. Equivalen a la Fm. Chiclana de Segura. Y las facies de “interior de cuenca”. Son materiales detríticos con intercalaciones de dolomías y calizas fosilíferas. Es equivalente a la Fm. Hornos- Siles (López-Garrido, 1971). Se encuentra plegada y generalmente aparece en los núcleos de los anticlinales con contactos mecánicos y halocinesis. Son facies de mar poco profundo, con sedimentación evaporítica durante todo el periodo. Considera que es la facies en la que se presenta el afloramiento de Montealegre del Castillo.

Besems (1981), basándose en asociaciones palinológicas, atribuye una edad Ladiniense-Noriense inferior al Triásico de la región Linares-Alcaraz (Fm. Chiclana de Segura).

Sopeña (1981) estudia los sedimentos triásicos del SE español localizados en dos áreas de características estratigráficas muy diferentes. La primera y más extensa bordea el Paleozoico, desde Manzanares (Ciudad Real) hasta Liétor (Albacete). La segunda área corresponde al anticlinal Alpera-Montealegre. Atribuye los materiales de la primera área al “tipo Hespérico” y los de la segunda al “tipo Ibérico”. En estos últimos distingue seis unidades litoestratigráficas para el Triásico. Divide el *Keuper* en las 5 unidades descritas por Ortí (1974). Realiza una comparación entre estas unidades y las que define para el sector Manzanares-Alcaraz, observando en general una disminución de espesor en sentido E-W y un cambio de facies a más proximales. Atribuye al *Muschelkalk* una edad Ladiniense y a la Formación Yesos de Ayora una posible edad Noriense. El límite inferior del Carniense lo sitúa al techo del *Muschelkalk* por correlación con la Cordillera Ibérica.

Baena y Pérez (1982) realizan un ensayo de síntesis paleogeográfica entre la Meseta y las Cordilleras Béticas. Consideran el Triásico del sector Alpera-Montealegre como de tipo prebético, y lo engloban en la zona que denominan Prebético Externo Meridional, muy próxima a la zona del Prebético Externo Oriental o Bloque Valenciano. En esta zona el Triásico Superior está compuesto por margas abigarradas y yesos. No establecen diferencias entre las facies *Keuper* de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y las del Prebético. Corresponden ambas facies *Keuper* a depósitos de áreas de plataforma circundante de la Meseta, por lo que los límites que las separan se establecen por criterios tectónicos y geomorfológicos, no estratigráficos.

Besems (1983) registra, en la Fm. Hornos-Siles (López-Garrido, 1971) del Prebético, una sucesión de asociaciones palinológicas Ladiniense y Carniense inferior. Describe unas intercalaciones carbonáticas que son atribuidas al Carniense inferior. Bajo estos carbonatos hay unas capas detríticas, con influencia marina durante el Ladiniense superior. Sobre los carbonatos se depositan otros niveles detríticos pertenecientes al Carniense inferior.

Ortí y Pueyo (1983) hacen un estudio de la sal triásica del domo de Pinoso, situado a unos 50 km al sur de Montealegre del Castillo. “Paleogeográficamente, el depósito de las sales se produjo en cubetas subsidentes implantadas sobre la amplia plataforma marina triásica. El depósito evoluciona hacia cuerpos evaporíticos con salmueras de suministro oceánico en un contexto de amplio medio de transición”. Atribuye a las evaporitas triásicas carácter de tectofacies, ya que son resultado del mecanismo de invasión oceánica por el proceso de *rifting*.

Gallego *et al.* (1984) en la Memoria de la Hoja nº 818, Montealegre del Castillo del Mapa Geológico de España E: 1:50.000, distinguen varias unidades para el Triásico. Respecto al Triásico Superior dicen que presenta arcillas versicolores, areniscas y yesos rojos y blancos con jacintos. Encima de este paquete se depositan unos 25 m. de dolomías tableadas. A finales del Triásico suponen que se generaliza una transgresión, que, bajo condiciones de aridez, permite la formación de depósitos salinos. Posteriormente se produce precipitación de carbonatos en ambiente marino intermareal.

Suárez *et al.* (1985) utilizando datos de campo y de sondeos reconocen en el *Keuper* del SE español las cinco formaciones de Ortí (1974). Estos autores subdividen las unidades

de Ortí (1974) al hacer sus ciclos. En las Formaciones Jarafuel (K-1), Quesa (K-4) y Ayora (K-5) se pueden definir secuencias evaporíticas formadas por secciones preevaporíticas (arcillas con lechos aislados de anhidrita o halita) y secciones evaporíticas (anhidrita o halita fundamentalmente). Las formaciones Quesa (K-4) y Ayora (K-5) agrupadas constituyen una única secuencia, siendo K-4a la sección preevaporítica y K-4b y K-5 la sección evaporítica. La formación Jarafuel (K-1) es de carácter policíclico y no siempre aparece la sección evaporítica bien desarrollada en cada ciclo.

Mancheño y Rodríguez (1985) en su trabajo sobre la geología de los diapiros triásicos en el NE de la provincia de Murcia, distinguen tres tramos en la serie evaporítica: - Inferior detrítico, que comprende las formaciones Jarafuel (K-1) y Manuel (K-2) de Ortí (1974). - Intermedio yesífero-arcilloso, que comprende las formaciones Cofrentes (K-3) y Quesa (K-4) de Ortí (1974). - Superior yesífero bien estratificado, que corresponde a la Fm. Ayora (K-5) (Ortí, 1974). El depósito de la serie se produce en una cuenca evaporítica de posición central.

Gil *et al.* (1987a) establecen series tipo para el Triásico de la Cobertera Tabular, del Prebético y de la zona de “transición” en la provincia de Jaén, correlacionándolas entre sí. Para el *Keuper*, dividen la serie en los siguientes tramos siguiendo, en parte, a Ortí (1974): Unidad K-1: Con carácter regresivo, predominando las lutitas de llanura costera y en el borde de la Meseta continúa la sedimentación fluvial. Unidad K-2: arenas que representan la implantación de un ambiente fluvio-costero. Unidad C: se puede diferenciar un tramo inferior predominantemente arcilloso (K-3) y uno superior evaporítico (K-4 + K-5), que significan la acentuación de la aridez y del proceso transgresivo, instalándose una llanura costera árida y *sabkha*. Unidad D: Dolomías de ambiente mareal carbonático en toda la cuenca. Todas las unidades del *Keuper* aumentan de espesor de la Meseta al Prebético.

Dabrio y Fernández (1986) estudian el Triásico Medio y Superior del borde SE de la Meseta. Son sedimentos fluviales y costeros. El sistema estaba condicionado por el paleorrelieve y la subsidencia diferencial. La sucesión que establecen es la siguiente: 1. Arcillas con intercalaciones de areniscas y carbonatos, que interpretan como depósitos de llanura de inundación y lacustres; 2. Banco tabular arenoso, depositado en un medio fluvial proximal trenzado. Sería el equivalente lateral de la Formación Areniscas de Manuel de Ortí (1974); 3. Lutitas con limolitas y nódulos de yeso. Corresponden a depósitos fluviales distales asociados a llanura costera; 4. Lutitas con yesos. Son depósitos de *sabkha* y Techo: dolomías transgresivas

Salvany (1986), en su Tesis Doctoral, define tres unidades litoestratigráficas con rango de Formación, que de base a techo son: Formación de Yesos de Miravet, Formación de Arcillas y Yesos del Molar y Formación de Arcillas y Yesos del Gallicant.

Gil *et al.* (1987) realizan un estudio de facies, secuencias y ambientes de los tres bancos carbonáticos de la Formación Hornos-Siles. Distinguen tres tipos de facies que interpretan como depósitos de borde interno de plataforma somera (*lagoon*), *shoals* en el borde interno y en *lagoon*. Estos bancos se acúan hacia la Meseta (NW), aumentando su espesor y extensión superficial, siendo el banco superior más potente y expansivo porque corresponde al máximo de la transgresión Ladinense hacia la Meseta.

Simón (1987) reconstruye la paleogeografía de las Cordilleras Béticas durante el Triásico. En la Zona Externa distingue dos secuencias clásticas (o clástico-evaporíticas) con una secuencia carbonática somera intercalada. Esta secuencia carbonática disminuye de espesor de SE a NW, desapareciendo en la cobertera de la Meseta. El inicio de la sedimentación de los carbonatos es menor de E a W.

Suárez *et al.* (1986) definen las Unidades Tectosedimentarias del *Keuper* en el Prebético oriental y La Mancha, con datos de campo y sondeos: U.T.S. TK-1. Comprende las formaciones K-1, K-2 y K-3 de Ortí (1974) y es extensiva y regresiva, por progradación de un sistema detrítico. Sería la última unidad del ciclo de rifting del Triásico; U.T.S. TK-2. Comprende las formaciones K-4a, K-4h, K-5 y *SupraKeuper*, estando en su base la ruptura intra-*Keuper*. Es netamente extensiva y transgresiva, aunque sea a través de una etapa de confinamiento. Sería la primera unidad del ciclo de plataforma estable típica del Lías.

Durante el II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España, Santisteban y Taberner (1987) hablan de las dificultades para establecer el límite entre el *Muschelkalk* Superior y el *Keuper* de la Serra de Prades (Tarragona) ya que litológicamente se asemejaría al *Muschelkalk* pero su significado ambiental pertenece claramente al *Keuper*.

Salvany y Ortí (1987) hacen un resumen de los conocimientos sobre el *Keuper* de los Catalánides.

Solé de Porta *et al.* (1987) analizan la palinología de las Catalánides. Asignan una edad Carniense para la Formación Miravet del *Keuper*, por la aparición de *Vallasporites ignacii*, *Patinasporites densus* y *Camerosporites secatus*.

Jurado (1988) estudia, en su Tesis Doctoral, el Triásico en el subsuelo de la Cuenca del Ebro. En esta zona el Triásico presenta una unidad inferior detrítica en facies *Buntsandstein*, una unidad lutítica y/o evaporítica en facies *Röt*, dos tramos carbonáticos con una intercalación evaporítica y/o detrítica en facies *Muschelkalk* y una unidad superior evaporítica y/o lutítica en facies *Keuper*. Las características de estas facies son las mismas que atribuye Virgili (1987) al Triásico catalán, aunque con mayor desarrollo evaporítico. Las determinaciones palinológicas permiten datar las facies *Röt* como Anisiense, la base del tramo carbonatado superior como Ladiniense y la base de las facies *Keuper* como Ladiniense alto. Se reconocen tres unidades en las facies *Keuper*: “Unidad evaporítica inferior”, “Unidad lutítica intermedia” y “Unidad evaporítica superior”. Estas unidades serían equivalentes a la Formación de Yesos de Miravet, la Formación Arcillas y Yesos del Molar y la Formación Arcillas y Carbonatos del Gallicant (Salvany, 1986) para las Cadenas Costeras Catalanas.

Villar-Galicia (1989), en su Tesis de Licenciatura, realiza un estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales Triásicos del sector Alpera-Montealegre del Castillo (Albacete) en el Prebético Externo. Concluye que el Triásico de esta zona está constituido por facies *Muschelkalk* y *Keuper*, que afloran en una estructura anticlinal. Diferencia dos unidades

para el *Muschelkalk*: “Dolomías de Tramacastilla” y “Dolomías, margas y calizas de Royuela” definidas formalmente por Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) para la Cordillera Ibérica. Reconoce también cinco unidades para el *Keuper*, siguiendo la nomenclatura de Ortí (1974): “Arcillas y yesos de Jarafuel” (K-1), “Areniscas de Manuel” (K-2), “Arcillas de Cofrentes” (K-3), “Arcillas yesíferas de Quesa” (K-4) y “Yesos de Ayora” (K-5). La evolución general es transgresiva regresiva a base y transgresiva a techo.

Salvany y Ortí (1990) realiza una síntesis de las formaciones evaporíticas del Triásico y el Terciario de la zona NE de la Península Ibérica. Desarrollan las mismas unidades descritas anteriormente para estas zonas.

Jurado (1990) realiza una recopilación del Triásico y el Liásico basal evaporítico de la Cuenca del Ebro.

Pérez-López (1991) en su Tesis Doctoral lleva a cabo un estudio estratigráfico, sedimentológico y estructural del Triásico en facies germánicas en el sector central de la Cordillera Bética. Respecto al *Keuper* de esta zona concluye que el conjunto litoestratigráfico de facies *Keuper* tiene rango de grupo denominado “Grupo *Keuper* de Jaén”. Comprende cuatro formaciones correlacionables con las definidas por Ortí (1974). Estas unidades son: Fm. Detrítico-evaporítica de Barrancos (K1 de Ortí) (Carniense): Cortejo fluvio-costero; Fm. Areniscas de Cabra del Santo Cristo (K2 de Ortí): Depósitos de corrientes efímeras; Fm. Detrítico-carbonática con Yesos de Cabra del Santo Cristo (K3 de Ortí) (Carniense): Depósitos de llanura lutítica salina. Se diferencian dos miembros, uno lutítico y otro arenoso-carbonatado; Fm. Yesos y Dolomías de Cerro Molina (K4 y K5 de Ortí): Medio de *sabkha* costera. Diferencia tres miembros, un Miembro Arcillo-yesífero, un Miembro yesífero y un Miembro Dolomítico.

Pérez-López (1992) caracteriza y data la Fm. Zamoranos en el Triásico Superior de la zona Subbética. Divide esta unidad en el Miembro Calizas Carniolares, en el Miembro Detrítico Ferruginoso y en el Miembro Calizas y Dolomías Tableadas. Por contenido paleontológico le asigna una edad Noriense medio-superior.

En el III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, Pérez-López (1994) aplica un modelo secuencial en las facies *Keuper* del Triásico Sudibérico. Describe un cortejo de nivel del mar bajo para K2 y un cortejo transgresivo para K3.

Fernández *et al.* (1994) hablan del Triásico de la región de Siles-Alcaraz. Diferencian las unidades litoestratigráficas K1 a K5 descritas por Ortí (1974) para el Levante. Incluyen K1 y la base de K2 en la secuencia deposicional III de edad Ladinense-Carniense; y el resto de K2, K3, K4 y K5 en la secuencia deposicional IV de edad Carniense-Noriense-Retiense.

En el III Coloquio de Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico y el Triásico de España, Salvany y Bastida (1994) describen las características litoestratigráficas de las facies *Keuper* de la zona surpirenaica en Les Nogueres y en Les Avellanes. Distinguen cinco unidades en Les Nogueres: 1) lutítica-carbonática inferior, 2) arcillas rojas, 3) arcillas yesíferas versicolores, 4)

yesos blancos laminados y 5) lutítico-carbonática superior. En Les Avellanes distinguen tres unidades: 1) basal de yesos grises, 2) intermedia de yesos y lutitas rojas y 3) superior de lutitas y carbonatos versicolores.

Solé de Porta *et al.* (1994) estudian la palinología del Triásico Surpirenaica y del Pirineo vasco. A la parte inferior de la unidad Lutitas grises y Carbonatos (*Keuper*) le asignan edad Carniense inferior-medio, a la parte superior de la unidad Lutitas grises y Carbonatos (*Keuper*) le asignan edad Noriense y a la unidad de lutitas verdes y carbonatos le asigna edad Retiense al igual que a la Formación Isábena.

Calvet y Marzo (1994) en la guía de campo para las excursiones de III Coloquio de Estratigrafía y Sedimentología del Pérmico y el Triásico de España, describen el *Keuper* de las Cordilleras Costero Catalanas. En este mismo Coloquio Bastida *et al.* (1994) describen las características de las arcillas del *Keuper* de las Catalánides y las asociaciones mineralógicas que las componen. Describen las siguientes formaciones: La Fm. de Yesos de Miravet se presenta bien desarrollada en el NE y SW de las Cordilleras Costero Catalanas y está constituida por una alternancia de arcillas y capas de yesos grises. La Fm. de Arcillas y Yesos del Molar puede presentarse desde muy arcillosa a predominantemente yesífera. En la base de esta formación y en el sector del Baix Ebre, se presentan depósitos volcano-sedimentarios (Mitjavila y Martí, 1996). La Fm. Arcillas y Carbonatos de Gallicant está bien desarrollada en la parte central de las Cordilleras Costero Catalanas. Esta formación está constituida por arcillas verdosas con carbonatos y ocasionalmente niveles de yesos. Estos autores enmarcan el *Keuper* en las secuencias deposicionales 6 (Fm. Yesos de Miravet) y 7 (Fm. Arcillas y Yesos del Molar y Fm. Arcillas y Carbonatos de Gallicant).

Álvarez-Ramis y Pérez-López (1996), en el monográfico del III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España dan a conocer y discuten la existencia de restos de megafauna hallados en las areniscas del *Keuper* de la zona subbética. Dicen que aparecen restos de plantas autóctonas, pero también otras asociadas a medios de llanura esteparia cercana al litoral y otros que han llegado por transporte en sistemas fluviales de carácter efímero.

Arnal *et al.* (2002) estudian las facies *Keuper* y las formaciones Imón e Isábena del Triásico Superior del NE de la Península Ibérica. Atribuyen al *Keuper* una edad Carniense-Noriense y a las formaciones Imón e Isábena Noriense Superior, afirmando que se depositaron en una plataforma epeírica.

Barrón *et al.* (2002) hacen una caracterización palinológica del tránsito Triásico-Jurásico. Atribuyen la unidad A de Lutitas negras y marrones con evaporitas al Retiense, por contenido palinológico.

Pérez-Valera y Pérez-López (2003) estudian la estratigrafía y la tectónica del Triásico Sudibérico del sureste de Calasparra (Murcia). Dividen el *Keuper* en las mismas unidades descritas por Ortí (1974). Les asignan edad Carniense, correlacionándolas con las definidas por Pérez-López (1991) en la zona central de las Béticas. Las relaciones estructurales entre las

distintas unidades Triásicas, así como sus relaciones tectónicas con materiales de otras edades, indican un importante desarrollo de procesos diapíricos.

En el IV Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España varios autores expusieron trabajos sobre el Triásico Superior de esta región. Los trabajos de mayor interés para este estudio se exponen a continuación:

Salvany y Bastida (2004) hacen un estudio litoestratigráfico del *Keuper* surpirenaico central en los afloramientos de dos sectores: Las Sierras Marginales y Les Nogueres. Para la primera zona distinguen 3 unidades litoestratigráficas: Fm. Yesos de Canelles, Fm. Yesos de Boix y Fm. Arcillas y Carbonatos de Les Avellanes. Para la segunda zona distinguen cuatro unidades: Fm. Arcillas y Carbonatos de Adons, Fm. Yesos de Boix, Fm. Yesos de Senterada y Fm. Arcillas y Carbonatos de Les Avellanes. La correlación entre los dos sectores permite identificar tres ciclos evaporíticos.

Fernández *et al.* (2005) estudian el Triásico de la región de Almedina-Alcaraz. Afirman que el depósito de estos materiales está fuertemente condicionado por la paleogeografía preexistente y por la relación aportes/acomodación durante el depósito. El Triásico Superior correspondería con las secuencias S.III y S.IV, en las que se produce descenso generalizado del nivel del mar y desarrollo de paleosuelos.

Pérez-Valera (2005) en su Tesis Doctoral, identifica las cuatro unidades litoestratigráficas pertenecientes al Grupo *Keuper* de Jaén (K1, K2, K3, K4-K5) tanto en los sectores proximales como distales del Paleomargen Sudibérico. En el sector más proximal del Paleomargen Sudibérico los materiales del Grupo *Keuper* de Jaén tienen una menor potencia, un mayor desarrollo relativo de facies arenosas y un predominio del color rojo, además no presentan importantes tramos de evaporitas. En las áreas más distales del Paleomargen Sudibérico, los materiales del Grupo *Keuper* de Jaén muestra una potencia mucho mayor, un color más abigarrado y existen abundantes intercalaciones de niveles evaporíticos y carbonáticos entre las facies arcillosas.

Pérez-López y Pérez-Valera (2007) revisan y discuten las distintas facies y la nomenclatura del Triásico de la Cordillera Bética. Los diferentes dominios paleogeográficos presentan facies bien diferenciadas. Suelen ser facies pertenecientes a medios marinos someros y costeros, pertenecientes al Dominio Sefardí.

2.4.3.- Antecedentes del Triásico Germano.

Alberti (1834) divide el Triásico alemán en tres partes, que se basan en su litología. 1) *Buntsandstein*, predominantemente continental y que se corresponde con el Triásico Inferior. 2) *Muschelkalk*, con facies marinas que corresponden al Triásico Medio y 3) *Keuper*, también continental, correspondiente al Triásico Superior.

Trusheim (1961, 1963) y Wolburg (1968 y 1969) estudian la existencia de discontinuidades estratigráficas que dividen los sedimentos triásicos.

Paul (1982) define el medio de sedimentación del *Buntsandstein* Inferior y su límite con el Pérmico en la cuenca germana. Afirma que el depósito se produjo en un medio de *playa-lake* surcado por ríos *braided*.

Duchrow (1984) establece algunas secuencias en el *Keuper* del norte de Alemania, basadas en las discontinuidades descritas por Trusheim (1961, 1963) y Wolburg (1969) y apunta la existencia de una asociación con los sistemas clásticos fluviales.

Brüning (1986) establece la estratigrafía y las litofacies del *Buntsandstein* Inferior en el Sur de Alemania. Describe unas areniscas y lutitas basales denominadas “*Bröckelschiefer*” Superior.

Haq *et al.* (1988) hacen una recopilación de las secuencias estratigráficas del Triásico alemán hasta ese momento. Correlacionan ciclos sedimentarios entre diferentes zonas.

Aigner y Bachmann (1989) estudian la dinámica de acumulación de las evaporitas del *Gipskeuper* en el SW de la cuenca alemana. Realizan un análisis estratigráfico en tres niveles. Describen los tipos de estratificación, las secuencias de facies y el relleno de la cuenca y sus ciclos.

Röhling (1991) hace una división litoestratigráfica del Triásico Inferior del NW de Alemania y de parte del Mar del Norte, basándose en el estudio de sondeos. Escribe sobre una discontinuidad angular en la base del *Buntsandstein*, causada por el no depósito o la erosión de la parte más alta del *Zechstein*.

Tucker (1991) estudia el límite entre el Pérmico y el Triásico en el NE de Inglaterra y el Mar del Norte. Establece varias secuencias estratigráficas para los materiales carbonáticos y evaporíticos. Afirma que hay una tendencia regresiva entre el *Zechstein* y el *Buntsandstein*.

Aigner y Bachmann (1992) hacen un artículo recopilatorio de la estratigrafía del Triásico alemán en ese momento. Se basan en datos de afloramiento, de sondeos y en la bibliografía existente. Incluyen las secuencias estratigráficas (Fig. 2.10.) que se estudiaron tras la recopilación de Haq *et al.* (1988).

Van der Zwan y Spaak (1992) establecen los límites de las secuencias en el *Buntsandstein* y el *Muschelkalk* de los Países Bajos.

Aigner *et al.* (1995) correlacionan los datos de *Gamma-ray* con los datos de superficie para correlacionar varias zonas del Triásico alemán. Discuten tres ejemplos en la cuenca cratónica alemana: 1) Los ciclos de subida y bajada del nivel del mar durante el *Muschelkalk* Superior y sus modelos de progradación-retrogradación. 2) Los ciclos de evaporitas rojas del *GipsKeuper*; (3) la arquitectura fluvial del sistema de la llanura aluvial terminal de un afloramiento de *Stubensandstein*.

Hornung y Aigner (1999) realizan el estudio sedimentológico de los materiales de la Fm. *Stubensandstein* en el borde de cuenca del S de Alemania. Diferencia facies, elementos arquitecturales y define varios estilos fluviales. Además incorporan el estudio de la porosidad y la permeabilidad para comprobar su eficacia como almacén.

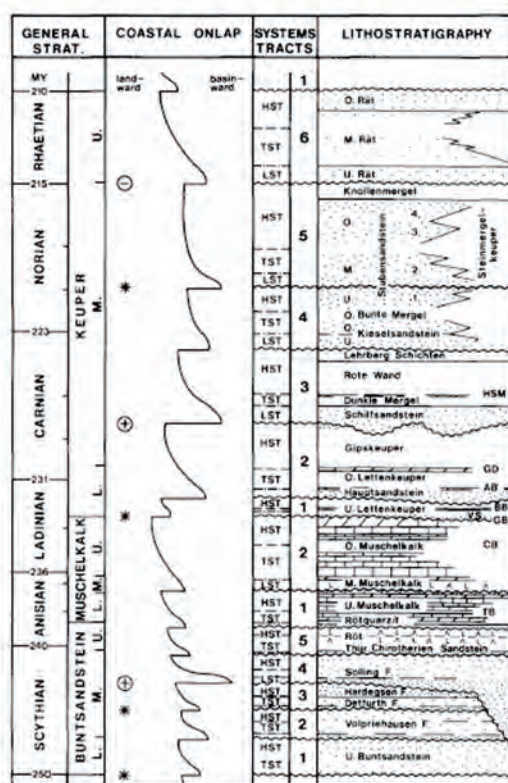


Fig. 2.10. Esquema de las secuencias del Triásico Alemán.

Tomado de Aigner y Bachmann (1992)

Scheck y Bayer (1999) hacen un estudio en 3D de la evolución de la zona NE de la cuenca alemana. Afirman que se produce la máxima subsidencia entre el Pérmico y el Triásico Medio (*Muschelkalk*). A partir del Triásico Medio se producen nuevos episodios de extensión regional donde se desarrollan nuevos tensores de dirección NNE-SSW.

Hornung y Aigner (2002 a y b) estudian afloramientos pertenecientes al *Stubensandstein*, en el sur de Alemania. Estos materiales se generaron en una llanura aluvial terminal en condiciones climáticas semi-áridas a sub-húmedas. Trabajan en la sedimentología, la petrología, los ciclos y los modelos sedimentarios. Afirma que el clima es el principal factor que controla la sedimentación de esta unidad.

Pöppelreiter y Aigner (2003) desarrollan un estudio de la distribución de facies carbonáticas y siliciclásticas de los materiales costeros y marinos someros del *Keuper* inferior.

Beutler (2005) coordina un monográfico resumen sobre el *Keuper* alemán. Se describe de manera exhaustiva la estratigrafía, sedimentología, paleontología y ciclos de las diferentes regiones alemanas.

Borkhataria (2004) y Borkhataria *et al.* (2005) hacen un estudio estratigráfico de los depósitos carbonáticos del *Muschelkalk* Superior. Además se centran en el estudio de estos materiales como almacenes estudiando las formas de explotación y producción.

Capítulo 3. Descripción de unidades del Triásico

3.1. Introducción

El objetivo principal de este apartado es la descripción de las unidades de las facies equivalentes al *Muschelkalk* y *Keuper* del área de estudio. Tras la descripción y definición de las formaciones, se propone la posible correlación y comparación entre las unidades descritas en este trabajo y las descritas por otros autores en otras áreas. El análisis de Rayos X, el estudio palinológico y la revisión crítica de los datos de paleomagnetismo existentes en el área, permiten completar la descripción y discutir la edad de los sedimentos estudiados.

Durante la revisión de los trabajos previos sobre los materiales del Triásico, en facies equivalentes al *Muschelkalk* y *Keuper*, de la Cordillera Ibérica, se ha podido comprobar la variedad de unidades propuestas. Mención especial merecen las unidades propuestas por Ortí (1974) para la zona Levantina, muy aceptadas por otros autores. Estas unidades descritas por Ortí no son fácilmente correlacionables en la zona de estudio por la distancia que las separa y por las diferencias litológicas que presentan con los materiales que se describen a continuación.

Las unidades que se proponen en este trabajo pretenden obtener una subdivisión en unidades con características propias, que aclaren y ayuden a una mejor comprensión de la zona y de los materiales del Triásico Superior en el borde de Cuenca Ibérica. Se ha procurado en todo momento definir un mínimo de unidades, pero con validez para estudios detallados, tomando de las nomenclaturas previas aquellas unidades reconocibles dentro del área de estudio y que cumpliesen los requisitos para definir una unidad formal. Una gran parte de las unidades definidas procede de la revisión y modificación de las previamente definidas por Hernando (1977, 1980), tanto en su Tesis Doctoral, como en trabajos posteriores. Se ha conservado el nombre de las unidades existentes aunque se hayan modificado o redefinido.-

Para diferenciar las unidades descritas en este trabajo se han tenido en cuenta criterios de homogeneidad litológica, se ha procurado que sus dimensiones y límites fuesen coherentes y que todas las observaciones se pudieran realizar a simple vista. Se ha intentado que la utilidad de estas unidades en el análisis de la cuenca sea máxima y que la complejidad de nomenclatura sea mínima. En la descripción de las unidades se han seguido los criterios de la Guía Estratigráfica Internacional (1994). Algunas de las unidades han sido descritas por sectores o regiones de estudio debido a su complejidad y variación lateral.

Como una primera aproximación a los materiales que encontramos en la región de estudio se puede decir que, en líneas generales, son casi exclusivamente detríticos, rasgo no muy común en los depósitos equivalentes del resto de la Cordillera Ibérica. De manera minoritaria aparecen los carbonatos, en toda la zona de estudio. La característica más importante del Triásico de esta región es la escasa presencia de materiales evaporíticos, que caracterizan a las facies *Keuper*. Las evaporitas (Fig.2.1.) son casi inexistentes en la zona W (Honrubia de la Cuesta) y comienzan a ser más abundantes en la zona E (Monte Atalaya).

Como se ha mencionado anteriormente la descripción y estudio de los materiales del Triásico Medio y Superior se ha realizado separadamente en tres sectores de afloramientos, para

facilitar la descripción de las variaciones laterales. Estos sectores son:

- Sector Noroccidental (Honrubia de la Cuesta-Pradales)

El Triásico de este sector se localiza, a grandes rasgos, en los flancos de un gran anticlinal que configura la Sierra de Pradales y sus estribaciones. En el flanco N se localiza una pequeña banda de afloramientos con dirección E-W en los alrededores de la localidad de Honrubia de la Cuesta. En el flanco S, se localiza en una extensa banda, también E-W, entre Torreadrada, al W, y Moral de Hornuez, al E (Figs. 2.1 y 2.2.).

Presenta, generalmente, afloramientos de gran calidad y muy continuos en ambos flancos, aunque la accesibilidad a algunos de estos afloramientos pueda resultar algo compleja. En el flanco N del anticlinal destacan los afloramientos de Honrubia y del Arroyo Riofresnos. En el flanco S, destacan los afloramientos de Pradales y de los alrededores de Aldeanueva de la Serrezuela.

- Sector Central (Cuevas de Ayllón-Retortillo de Soria)

El Triásico este sector se caracteriza por el amplio espesor de los materiales y las, en general, buenas condiciones de afloramiento, con una importante continuidad lateral. Se encuentra en las localidades de Cuevas de Ayllón, Liceras, Montejo de Tiermes, Torresuso, Tarancueña y Retortillo de Soria (Figs. 2.1. y 2.2.). Se localiza entre la Sierra de Pela al S y la Sierra de las Cabras, al N. Esta última donde aflora una gran parte del Triásico Superior. Los materiales se presentan suavemente plegados, formando una serie de estructuras de carácter anticlinal o sinclinal.

La parte inferior de los materiales triásicos estudiados presenta malos afloramientos ya que éstos son poco compactos y esto hace que se encuentren en una zona llana cubiertos por cultivos. La parte superior presenta mejores afloramientos ya que forma zonas abarrancadas en la base de la Sierra de Cabras. Los mejores afloramientos de detalle se encuentran entre las localidades de Torresuso y Tarancueña. Estos materiales se localizan al norte de la carretera que une Liceras con Retortillo de Soria, de dirección NW-SE. Toda la zona presenta buenos afloramientos de detalle, destacando los situados al NW de Cuevas de Ayllón, entre Liceras y Montejo y en los alrededores de Carrascosa, Cañicera y Tarancueña.

- Sector Suroriental (Cantalojas-Condemios-Atienza)

El Triásico Medio y Superior de este sector se encuentra comprendido en una extensa banda entre las localidades de Cantalojas, Condemios de Arriba y de Abajo, Somolinos, Miedes de Atienza, Barcones y Atienza. En líneas generales los materiales triásicos presentan afloramientos de mala calidad.

Estos materiales, aún siendo continuos, suelen presentarse cubiertos o tectonizados en muchas ocasiones, lo cual complica de manera importante su estudio. Los afloramientos están caracterizados por el irregular desarrollo de los materiales y la distribución que presentan, hechos que llevan consigo una mayor complejidad en la distribución paleogeográfica.

3.2. Descripción de unidades

En este apartado se describen las unidades estudiadas para el final del Triásico Medio y el Triásico Superior en la zona de estudio. Se han descrito seis unidades con rango de formación (Fig. 3.1.). Estas unidades son:

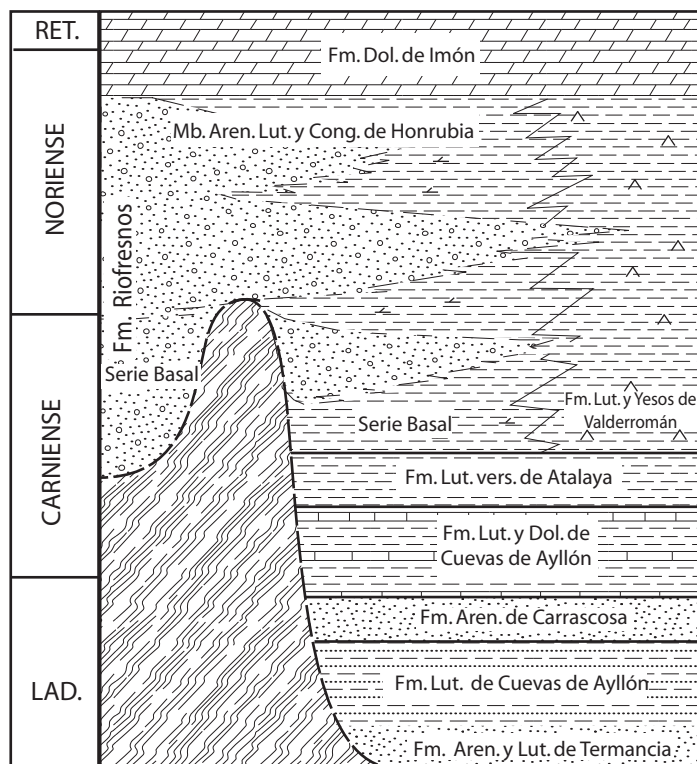


Fig.3.1. Diagrama de yacencia mostrando las unidades descritas en este trabajo para el Triásico Medio y Superior del NW de la Cordillera Ibérica.

3.2.1. “Lutitas de Cuevas de Ayllón”

Rango: Formación.

Antecedentes: Esta unidad fue definida por Hernando (1977, 1980) en su Tesis Doctoral. Su nombre deriva de la localidad de Cuevas de Ayllón (Soria), uno de los lugares donde mejor se observa en el área de estudio. Posteriormente fue estudiada por Aracil (1986), en su Tesis de Licenciatura, donde realiza un primer estudio de facies y secuencias. Pérez-Mazario *et al.* (1990) revisaron las facies equivalentes al *Muschelkalk* de esta zona de la Cordillera Ibérica.

Punto óptimo de observación: El holoestratotipo de esta unidad se localiza en el corte situado a las afueras de Cuevas de Ayllón (provincia de Soria), donde se presenta la unidad completa. Sus coordenadas son X: 474189, 38 e Y: 4582466, 82. (Fig.2.4.) Debido a las variaciones laterales que se aprecian en esta unidad es conveniente la definición de un paraestratotipo. El paraestratotipo se localiza en la carretera de Liceras a Retortillo de Soria,

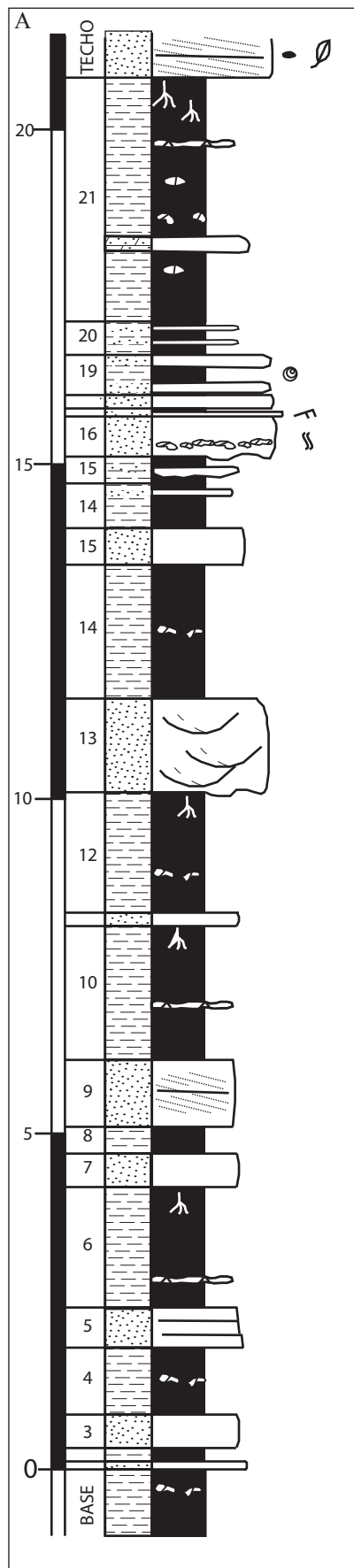


Fig. 3.2. A) Columna tipo de la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón. B) Afloramiento en Cuevas de Ayllón. A base está el *Buntsandstein* y a techo la Unidad Areniscas de Carrascosa. C) Vista general del afloramiento de Corralejo, compuesto por lutitas y areniscas; D) Detalle de las estructuras típicas de esta unidad.

cerca del vértice Corralejo. Se localiza en el desvío hacia las ruinas arqueológicas de Tiermes. Sus coordenadas son X: 487538, 90 e Y: 4577444, 34. Ambos puntos son las localizaciones tipo propuestas por Hernando (1977).

Características: La unidad está constituida por una alternancia irregular de lutitas y areniscas. Como litología subordinada aparecen niveles dolomíticos de escasa potencia. (Fig. 3.2.)

Las lutitas son la litología predominante. Suelen ser algo margosas tanto en el sector Suroriental como en la parte E del sector Central, mientras que en la zona W del sector central suelen ser arenosas (Fig. 3.2.). Presentan colores morados, grises y naranjas. Pueden diferenciarse niveles de unos pocos cm. (3-7 cm) de zonas arenosas lenticulares, endurecidas, sobre todo a techo de la unidad. Presentan nódulos de carbonato dispersos de pequeño tamaño (1-2 cm) y ocasionalmente huellas de procesos edáficos como decoloraciones.

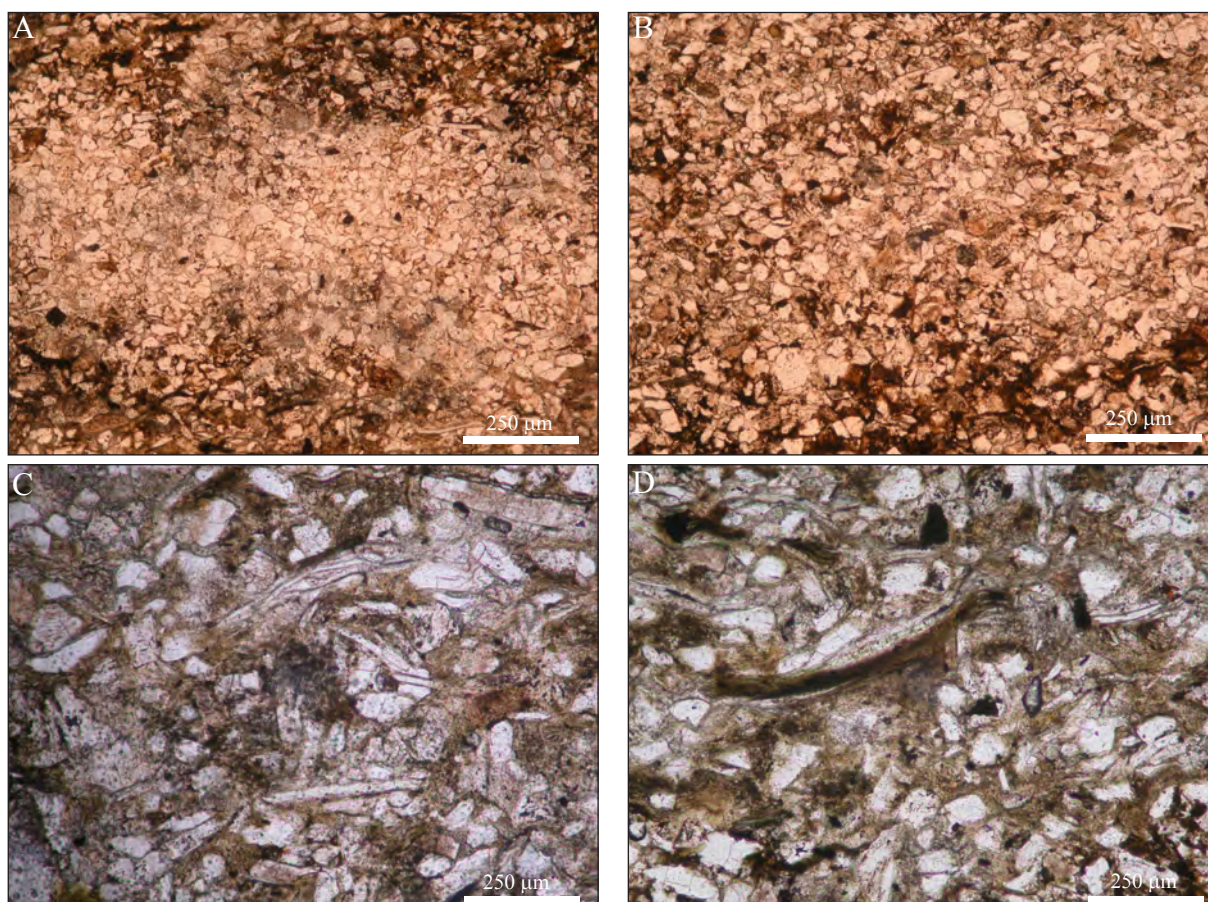


Fig. 3.3. Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón al microscopio. A) Muestra CU(a). Presenta un bandeo de areniscas de grano fino de cuarzo y feldespato con bandas de areniscas con un importante contenido en micas y óxidos de Fe. B) Muestras CUG(a). Detalle de estas areniscas. El grano es subanguloso. C) CU(b) muestra una arenisca compuesta por cuarzo, abundantes micas y escaso feldespato. Además se puede observar fragmentos de conchas. D) Muestra CUG(b). Detalle de un fragmento de concha.

La segunda litología más frecuente son las areniscas. Suelen ser arcosas y localmente subarcosas en la base y cuarzoarenitas a techo de la unidad (Fig. 3.2.). Los colores son blancos,

amarillos y ocasionalmente grises. Respecto al tamaño de grano señalar que es de grano fino y muy fino, ocasionalmente medio. La selección suele ser buena a moderada. La forma de los granos entre angulosa y subangulosa (Fig.3.3.). Los contactos entre granos suelen ser rectos. El esqueleto está formado por granos de cuarzo, mono y policristalino, feldespato y escasos fragmentos de roca. Presentan cementos en mosaico y poiquilótípicos de dolomita y, en menor proporción, de calcita. La matriz corresponde al tipo “*pore-filling*” de illita. Aparecen en niveles con espesor variable, desde unos pocos centímetros hasta un metro, aproximadamente.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son los *ripples*, tanto de corriente como de oscilación; la estratificación cruzada planar en sets de unos 40 cm y de forma más minoritaria, la estratificación cruzada de surco en sets de unos 25 cm y la laminación paralela en *sets* de 40 cm (Fig. 3.2.). Destaca la presencia de estratificación de tipo *flaser*, lenticular y *wavy*. Las bases de los niveles de arenisca suelen ser tanto planas como cóncavas. Internamente tiene cantos blandos de pequeño tamaño y muy escasos cantos milimétricos de cuarcita dispersos. Ocasionalmente el tramo puede presentar aspecto tableado. Se reconocen grietas de retracción a techo de algunos bancos e icnofósiles.-

En la zona de Cuevas de Ayllón los cuerpos arenosos presentan zonas enrojecidas y costras milimétricas de óxidos de Fe y de carbonato, especialmente en la base de la unidad. También puede apreciarse en las areniscas, bioturbación, fauna inclasificable y pseudomorfos de halita en la base.

Como litología minoritaria aparecen, tanto en el Sector Suroriental como en la zona E del Sector Central, dolomías de color ocre, a veces algo lutíticas. Suelen presentarse como dolomías microcristalinas, con una textura inequigranular con cristales idiomorfos rómbicos de dolomita. Frecuentemente tienen importantes grietas rellenas por grandes cristales de cemento carbonático. Aparecen en pequeños niveles de espesor entre unos pocos milímetros y 3 cm. Pueden presentar grietas de desecación y estructuras *tepee*.

Al E de la zona de estudio, en Collado y Retortillo, presenta nódulos de yeso y niveles fibrosos de escasa potencia.

Espesor: El espesor de la unidad varía entre los 0 y los 20 m (Fig.3.2.). Siendo de unos 6 a 8 m en Condemios, entre 8 y 10 m en el vértice Corralejo y en el de Collado, entre 12-17 m en Miedes de Atienza y entre 18 y 20 m en Cuevas de Ayllón.

Relación con la unidad infrayacente: Normalmente presenta un contacto concordante con la unidad infrayacente perteneciente a las facies *Buntsandstein* “Areniscas y Lutitas de Termancia”, salvo en el área de Galve de Sorbe (prov. Guadalajara) donde se apoya en discordancia sobre el paleozoico inferior. El límite con las facies *Buntsandstein* es neto y está caracterizado principalmente por la abundancia de lutitas respecto a la unidad infrayacente en que las areniscas son la litología dominante.

Relación con la unidad suprayacente: Presenta un contacto concordante y neto con las

“Areniscas de Carrascosa de Arriba”. Este límite viene definido por la mayor presencia de los niveles de areniscas con respecto a los niveles de lutitas.

Extensión geográfica y variaciones: Esta unidad se presenta tanto en el Sector Central como en el Suroriental, aunque suele estar cubierta en muchas zonas. No se encuentra en el Sector Noroccidental. Se observa un pequeño depocentro en Cuevas de Ayllón y Miedes de Atienza. La distribución es homogénea en el resto de los dos sectores donde aparece esta unidad. Hacia techo esta unidad tiende a enriquecerse en los niveles de areniscas.

Edad: Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Ladiniense Superior.

Medio sedimentario: Esta unidad se interpreta como depositada en un sistema de llanura mareal. La serie evoluciona, de base a techo, desde los términos fluviales-supramareales hasta los intermareales de carácter mixto.

3.2.2. “Areniscas de Carrascosa de Arriba”

Rango: Formación.

Antecedentes: Esta unidad fue definida por Hernando (1977) en su Tesis Doctoral. Su nombre deriva de la localidad de Carrascosa de Arriba (Soria), situada en las proximidades de la Carretera Cuevas-Retortillo. Posteriormente fue estudiada por Aracil (1986), en su Tesis de Licenciatura, donde realiza un primer estudio de facies y secuencias. Finalmente fue revisada por Pérez-Mazario *et al.* (1990) en su recopilación del *Muschelkalk* de esta zona de la Cordillera Ibérica, donde hacen una descripción de las facies presentes.

Punto óptimo de observación: El holoestratotipo de esta formación se localiza en el corte situado a las afueras de Cuevas de Ayllón (provincia de Soria), donde aflora la unidad completa y con su mayor espesor (Fig.2.4.). Sus coordenadas son X: 474402, 62 e Y: 4582477, 43. Se pueden definir dos paraestratotipos debido a las buenas condiciones de afloramiento. El primero se localiza en la carretera de Liceras a Retortillo de Soria, cerca del vértice Corralejo. Sus coordenadas son X: 486364, 12 e Y: 4577832, 2. El segundo paraestratotipo se localiza en la base del monte Collado. Sus coordenadas son X: 494255, 39 e Y: 4573459, 47. El primer paraestratotipo coincide con la localidad tipo propuesta por Hernando (1977).

Características: La unidad está constituida por areniscas ocre y amarillas, de grano medio a fino, muy ferruginosas, bien seleccionadas y homométricas (Fig. 3.4.). Pueden presentar intercalaciones arenosas rojas, de grano fino, en algunas ocasiones limosas. A techo suele producirse una disminución del tamaño de grano acompañada de un ligero aumento en el contenido en arcillas, estando rubefactadas en algunos lugares.

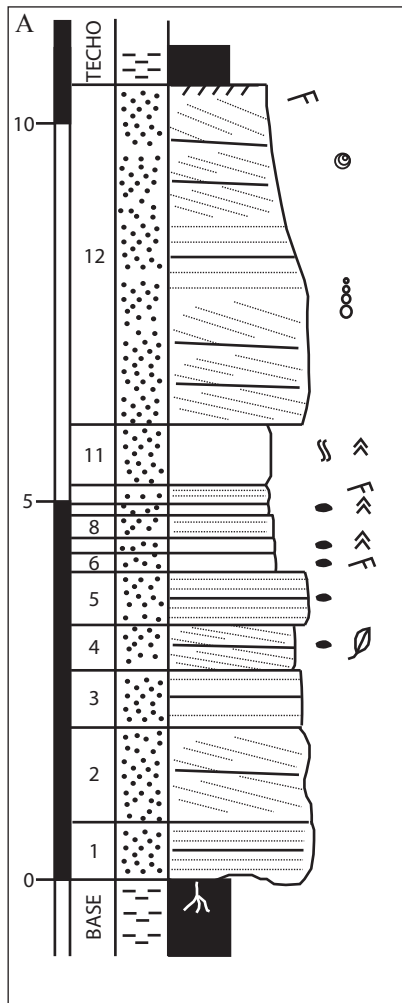


Fig. 3.4. A) Columna estratigráfica de la Fm. Areniscas de Carrasposa de Arriba. B) Vista del afloramiento de esta unidad en el monte Collado. C) Detalle de las estructuras paralelas y de surco de la unidad en Cuevas de Ayllón. D) Fragmentos de plantas. E) Costra de Fe y ripples en el límite superior de la unidad.

Las areniscas han sido clasificadas como arcosas y localmente subarcosas (Fig. 3.5.). La selección es buena a moderada. La forma de los granos es subangulosa. Los componentes mayoritarios del esqueleto son cuarzo, mono y policristalino, feldespato potásico y, de manera minoritaria, micas, opacos y fragmentos de roca. Los contactos entre granos son rectos. La matriz es escasa y está constituida en su mayoría por illitas, que se presentan con estructura “*pore-lining*” y epimatriz. Los cementos más abundantes son los de tipo poi quilotópico de dolomita. También hay que destacar la presencia de cementos secundarios sintaxiales de cuarzo y feldespato.

Las estructuras sedimentarias más comunes en las areniscas son la estratificación cruzada de surco y planar en la parte inferior de la unidad. Hernando (1977) describe en la zona de estudio estructuras *hummocky* en la zona del vértice Corralejo. La parte superior, presenta areniscas alternando con otras litologías y se caracteriza por la laminación paralela muy abundante y estratificación cruzada planar. También a techo abundan los *ripples* de oscilación y corriente.

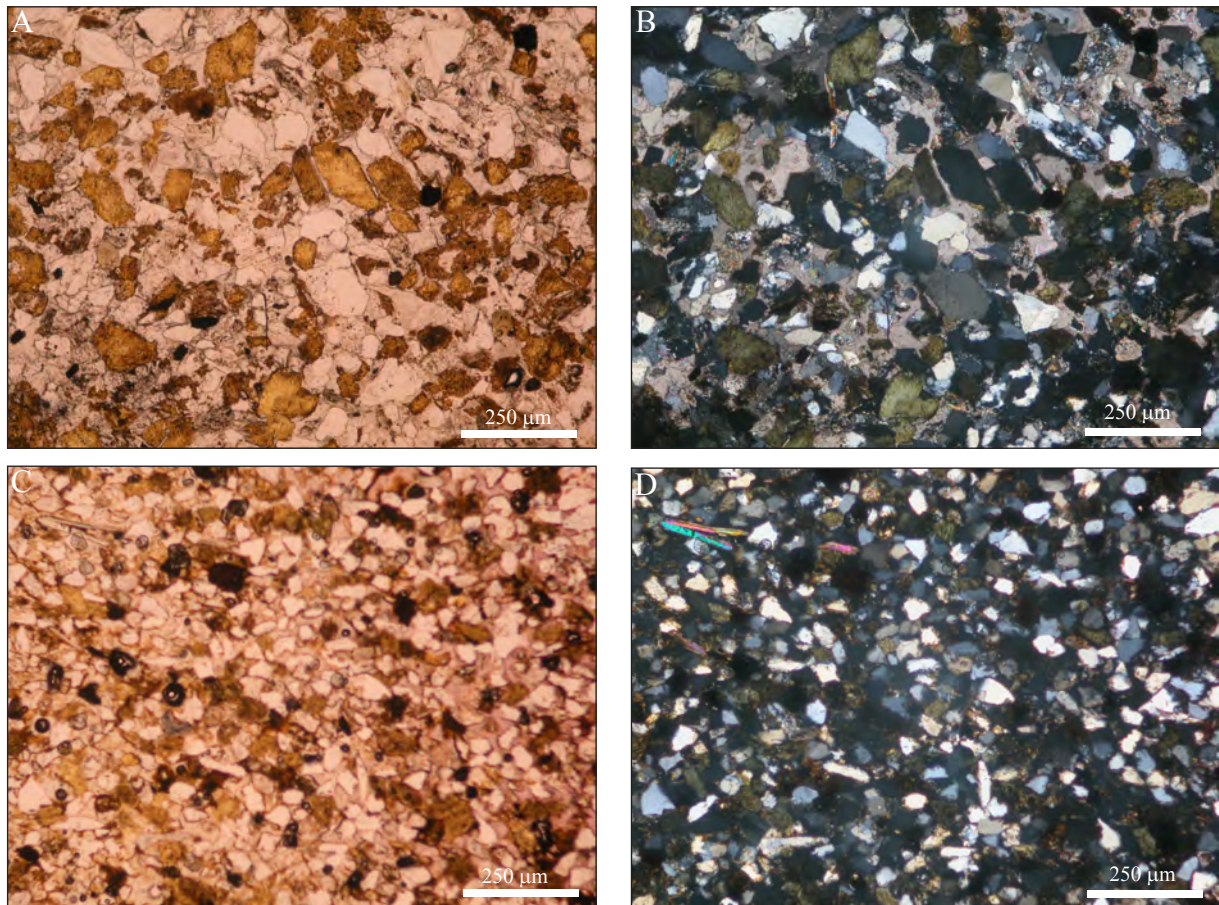


Fig. 3.5. Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba al microscopio. A) Muestra ATA-1. Presenta cuarzo, feldespato y un importante cemento. B). Muestra ATA-1 con nicoles cruzados, Destaca el cemento poi quilotópico de dolomita. C). Muestra COR-2. Presenta cuarzo, feldespato y mica, El grano es muy fino. D) Muestra COR-2 con nicoles cruzados. Escaso cemento.

A techo destaca una costra ferruginosa (Fig.3.4.), de unos 2 cm de espesor, tapizada por *ripples*, sobre todo en el Sector Central. Por toda la unidad encontramos nódulos ferruginosos y cantos blandos dispersos. En cuanto a los restos fósiles se han encontrado abundantes fragmentos carbonosos y restos vegetales ferruginosos (Falcon y Lang, 2006), así como fauna de bivalvos

de pequeño tamaño inclasificables (Fig. 3.4.). También presenta abundante bioturbación.

Los cuerpos arenosos pueden tener una potencia de decimétrica a métrica. Su morfología es tabular y la base de estos bancos suele ser plana y ocasionalmente cóncava, a veces con *flute-casts*.

Como litología minoritaria aparecen lutitas y dolomías. Las lutitas son más abundantes en la parte central de la sección de Cuevas de Ayllón y en todo el Sector Suroriental. En estos casos se observa que las lutitas se alternan con los niveles de areniscas. Las lutitas son de color gris, en ocasiones arenosas. Suelen presentar *ripples* de oscilación y bioturbación, destacando los tubos verticales. El espesor de estos niveles de lutitas es decimétricos y la geometría tabular.

Por último, se pueden reconocer niveles milimétricos a centimétricos de dolomías, con un importante contenido en terrígenos. Son bancos irregulares y de escasa continuidad lateral. Pueden presentar estructuras oquerosas. La textura, tanto al microscopio como *de visu*, es de dolomías microcristalinas (Fig. 3.5.).

Espesor: El espesor de esta unidad es muy variable. Presenta valores entre 0 y 25 m. En el Sector Central varía entre 25 m en Cuevas de Ayllón, y 11 m en el vértice Corralejo, 12 m en el vértice Atalaya y no llega a 5 m en el vértice Collado. En el Sector Suroriental presenta unos 4 m al E de Albendiego y 3 m en Condemios de Abajo.

Relación con la unidad infrayacente: Se trata de un contacto concordante y gradual con la unidad “Lutitas de Cuevas de Ayllón”. Este límite entre la unidad “Areniscas de Carrascosa” y la unidad “Lutitas de Cuevas de Ayllón” viene marcado por un mayor predominio de los niveles de areniscas blancas sobre los niveles de lutitas.

Relación con la unidad suprayacente: Se trata de un contacto concordante y neto con la unidad superior “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón”. El límite superior es brusco y aparece marcado por un cambio en la litología y la presencia de una costra ferruginosa bioturbada y con *ripples*. En los lugares donde esta costra ferruginosa está poco desarrollada se observa la aparición de niveles carbonáticos y lutitas grises, que marcan el límite superior de la unidad.

Extensión geográfica y variaciones: Esta unidad se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Se observan un pequeño depocentro en Cuevas de Ayllón. La distribución tanto litológica como de espesores es homogénea en los sectores donde aparece esta unidad.

Edad: Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Ladiniense Superior.

Medio sedimentario: Se interpreta como sedimentos depositados en una amplia llanura

mareal. Desde el S de la zona de estudio hacia el N, el medio evoluciona desde la llanura supramareal, pasando por la intermareal, en la parte central, hasta los términos submareal.

3.2.3. “Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón”

Rango: Formación.

Antecedentes: Esta formación definida por Hernando (1977) en su Tesis Doctoral. Su nombre deriva de la localidad de Cuevas de Ayllón (Soria), localidad situada en la Carretera Cuevas-Retortillo. Posteriormente fue estudiada por Aracil (1986), en su Tesis de Licenciatura, donde realiza un primer estudio de facies y secuencias.

Punto óptimo de observación: El holoestratotipo de esta unidad se localiza en la base del monte Atalaya, cercano a la localidad de Carrascosa de Arriba (provincia de Soria), donde se presenta la unidad completa (Fig.2.4.). Sus coordenadas son X: 488706,39 e Y: 4577018,68.

Características: Esta unidad está constituida por lutitas grises, verdes y negras, algo arenosas, con intercalaciones de dolomías y margas amarillas y ocre. También aparecen niveles de areniscas dolomíticas ocre, aunque de manera minoritaria y niveles de areniscas rojas en la zona media de la unidad. En resumen existen litofacies terrígenas, carbonatadas y todas las gradaciones de rocas mixtas terrígeno-carbonáticas (Fig. 3.6.).

Las lutitas son de color gris, verde y negro. Pueden ser margosas y ocasionalmente, arenosas. Suelen tener un importante contenido en micas. Su aspecto es masivo o con laminación difusa y *ripples*. Puede encontrarse estratificación lenticular y *flas*

Las dolomías y margas presentan colores grises, amarillos y ocre (Fig.3.6.). Tienen un aspecto micrítico o microcristalino tanto *de visu* como al microscopio. No se suele reconocer la textura deposicional debido a la total recrystalización y dolomitización de la muestra, aunque ocasionalmente se diferencian texturas *mudstone* y *bindstone* (Fig. 3.7.). La fábrica es equigranular y los cristales son subidiomorfos y alotriomorfos. Se observan laminaciones. La estructura laminada es de origen algal observándose porosidades procedentes, probablemente, de pequeños nódulos y cristales de evaporitas. Las algas presentan una textura microcristalina dolomitizada y recrystalizada. Rodeando a estas algas se ha depositado un cemento dolomítico en mosaico. Presentan abundantes óxidos de Fe.

Los bancos de dolomías y margas suelen tener un espesor entre 0,01 a 1 m sin estructura o finamente laminados. Los niveles de mayor espesor suelen contener detríticos de tamaño arena fina, que pueden llegar a formar finas intercalaciones. Estas intercalaciones suelen presentarse masivas o finamente laminadas. Las estructuras más frecuentes en las dolomías son *ripples*, tanto de corriente como de oscilación, laminación y estratificación cruzada planar. Son muy típicas las laminaciones de carácter criptalgal, sobre todo a techo de la unidad, con formas desde laminares hasta dómicas. Estas láminas han sido posteriormente afectadas por

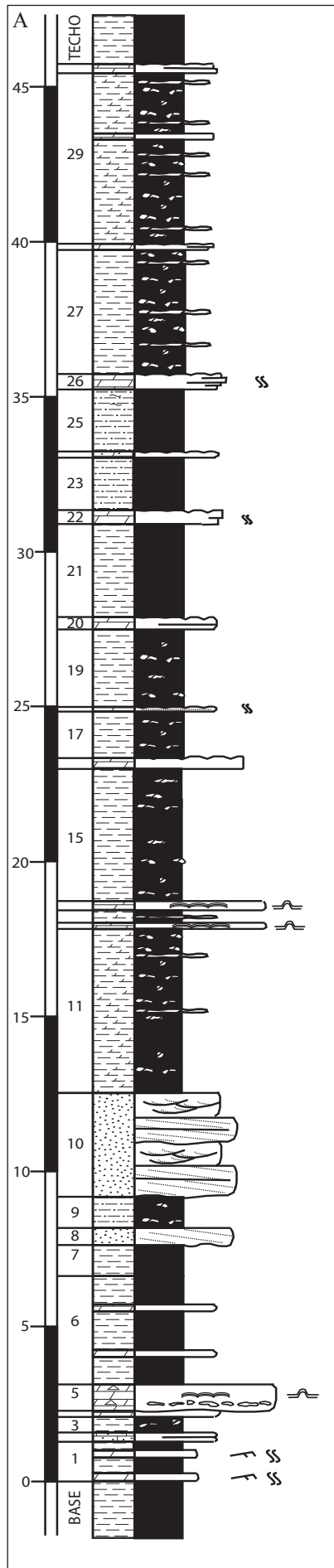


Fig. 3.6. A) Columna estratigráfica tipo de la Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón. B) Vista del afloramiento de monte Collado, con abundantes yesos. C) Detalle de las algas de a techo de la unidad. D) Detalle de las dolomías tableadas, más abundantes a techo.

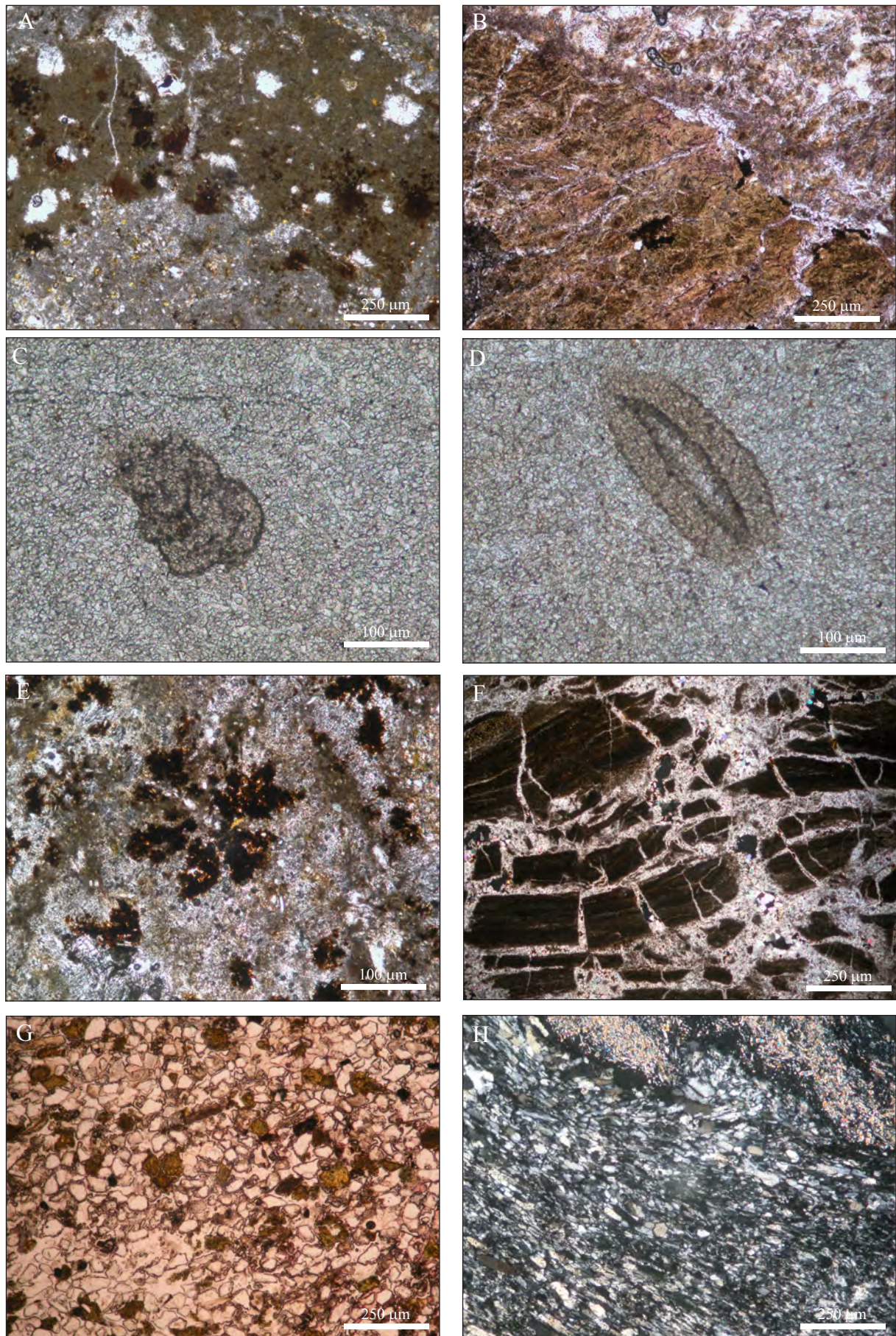


Fig. 3.7. Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón. A) y B) muestran los rasgos edáficos de las algunas dolomías de esta unidad. C), D), E) y F) muestran restos fósiles de foraminíferos, miliólidos, algas, etc. G) Areniscas de grano fino compuestas por cuarzo y feldespato. El cemento es escaso. H) Yesos y anhidrita.

procesos de desecación y se encuentran fracturadas, pudiendo presentar un aspecto brechoide. Asociadas a estas laminaciones pueden aparecer distintos tipos de porosidades fenestrales de evaporitas, sobre todo al W del Sector Central. Destaca la existencia de *tepees* de dimensiones de centimétricas a decimétricas que han sido fracturados por procesos de desecación. Es característica presencia, a techo de la unidad, de costras carbonatadas y aspecto vermiculado y oquerosos cuya cara superior puede tener cuarzos idiomorfos o sílice granular. Tanto las estructuras *tepee* como las costras se localizan fundamentalmente a techo de la unidad y sirven como criterio de límite.

En la base de la unidad destaca la presencia de brechas dolomíticas de intraclastos. Están compuestas por fragmentos de laminaciones criptoalgales (Fig.3.6.) y cementadas por el propio material dolomítico.

Destaca también el contenido en restos fósiles y asociaciones de polen y esporas. Las dolomías presentan trazas de actividad orgánica, tales como pistas de reptación, conductos perforantes y bioturbación inclasificable. Algunas de ellas contienen fauna de pelecípodos, gasterópodos, foraminíferos (miliólidos y otros inclasificables), todos muy pequeños, pero indudablemente marinos (Virgili y Hernando, 1974).

Otra litología carbonatada presente en esta unidad son los niveles de dolomías arenosas (Fig.2.5.). Son de color amarillo y microcristalinas. Se presentan en niveles de espesores centimétricos. Las estructuras sedimentarias más abundantes son *ripples* y *tepees*.

Como litología minoritaria aparecen niveles de areniscas. Las areniscas son arcosas rojas y ocre, de grano medio y fino. Están constituidas por cuarzo monocristalino, feldespato potásico y escasas micas (Fig. 3.7.). Los granos son subredondeados. La selección es buena y los contactos entre clastos son lineales y puntuales. Pueden aparecer películas de Fe alrededor de los clastos. En general tienen poco cemento, solo zonados de cemento poiquilótópico de dolomita y algún sintaxial de feldespato muy escasos.

Presentan la base plana o irregular y el techo plano. Los cuerpos son tabulares. Presentan laminación paralela, estratificación cruzada planar en sets de unos 25 cm y estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 15 a 25 cm. Aparecen cantos blandos grises dispersos en las bases.

Espesor: El espesor de esta unidad varía de 0 m a 45 m (Fig.3.6.). En el Sector Central se han medido espesores de unos 20 m en Cuevas de Ayllón, de 25 a 30 m en el vértice Corralejo, de 35 a 40 m en el vértice Atalaya. En el Sector Suroriental se han medido de 15 a 18 m en Condemios, de 20 a 25 m en el Cerro Muela y de 35 a 40 m en Miedes de Atienza. En general se aprecia un aumento de espesor hacia el E.

Relación con la unidad infrayacente: Se trata de un contacto concordante y neto con la unidad “Areniscas de Carrascosa de Arriba”. Este límite viene dado por una importante costra ferruginosa a techo de las areniscas de la unidad infrayacente, además, se observa un drástico

cambio de litología entre las areniscas de la unidad inferior y las lutitas grises y niveles de carbonatos que constituyen esta unidad

Relación con la unidad suprayacente: El límite es concordante y gradual con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”. Este límite se establece en función del color de las lutitas, que pasan de ser grises a versicolores (moradas, rojas, verdes, etc.) y por la aparición de finas intercalaciones de areniscas y carbonatos, estos últimos en forma de dolomías amarillas con *tepees*. En el tránsito se aprecia la aparición de algunos yesos de carácter local al E de los Sectores Central y Suroriental.

En el Sector Suroriental, las areniscas cretácicas de la facies Utrillas erosionan tanto las unidades jurásicas como parte del Triásico, llegando a disponerse sobre las “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” como ocurre en el área W de Galve de Sorbe (prov. Guadalajara).

Extensión geográfica y variaciones: Esta unidad se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. La distribución es homogénea en los dos sectores donde aparece esta unidad, aunque se aprecia un ligero aumento de espesor hacia el E de la zona de estudio.

Edad: Por contenido palinológico (Epígrafe 3.4.) se le asigna una edad Ladiniense–Carniense.

Medio sedimentario: Esta unidad se habría depositado en un medio costero, posiblemente asociado a llanuras supramareales y a ambientes de lagoon o lagunas más o menos restringidas. La llanura mareal y el *lagoon* recibían aportes de canales fluviales, que surcaban ambos sistemas. Tanto al E del Sector Central como en el Sector Suroccidental el medio de sedimentación es más restringido, desarrollándose sistemas de *sabkhas* costeras con pequeñas lagunas salinas de carácter efímero.

3.2.4. “Lutitas versicolores de Atalaya”

Rango: Formación.

Antecedentes: Esta unidad se define por primera vez dentro de este trabajo.

Punto óptimo de observación: El holoestratotipo de esta unidad (Fig.2.4.) se localiza en los barrancos del vértice Atalaya (provincia de Soria). Sus coordenadas son X: 488687,64 e Y: 4577065, 44.

Características: Lutitas versicolores con intercalaciones de areniscas, dolomías y, en la

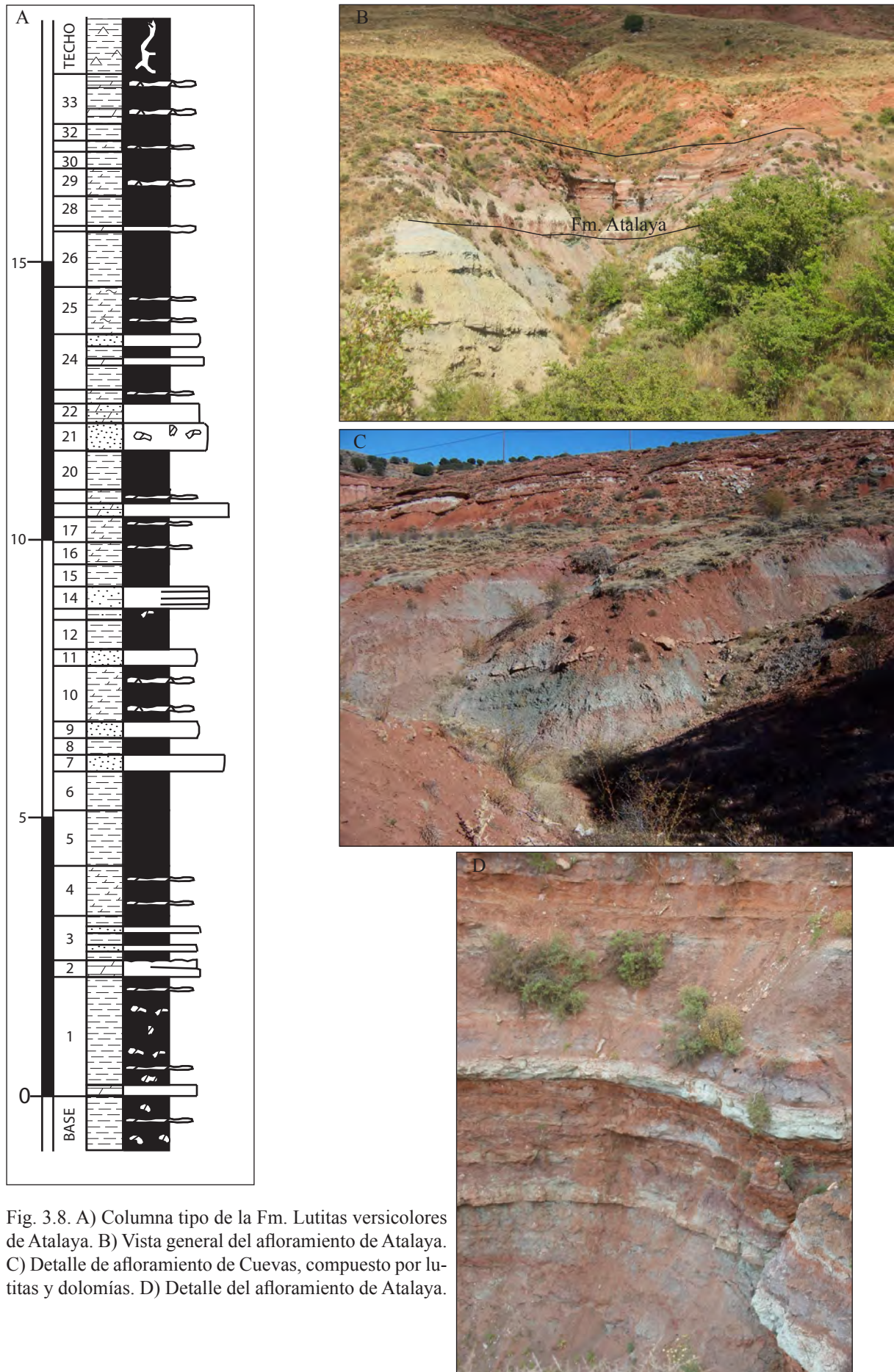


Fig. 3.8. A) Columna tipo de la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya. B) Vista general del afloramiento de Atalaya. C) Detalle de afloramiento de Cuevas, compuesto por lutitas y dolomías. D) Detalle del afloramiento de Atalaya.

zona E de estudio, niveles de yesos blancos. (Fig. 3.8.).

Las lutitas son moradas, naranjas, grises y verdes (Fig. 3.8.). Las situadas bajo los niveles dolomíticos suelen ser margosas y localmente, arenosas. Suelen tener un importante contenido en micas. Su aspecto es masivo o con laminación y ocasionalmente *ripples*. Presentan nódulos de carbonato dispersos de no más de 1 cm. Al E de la zona de estudio, estos nódulos también pueden ser de yeso. Las lutitas contienen, además, finas travéculas de cristales fibrosos de yeso. Contienen huellas de procesos edáficos. En la zona W del Sector Suroccidental, estas lutitas suelen mostrar colores negros y verdes oscuros, con nódulos carbonáticos y escasos niveles

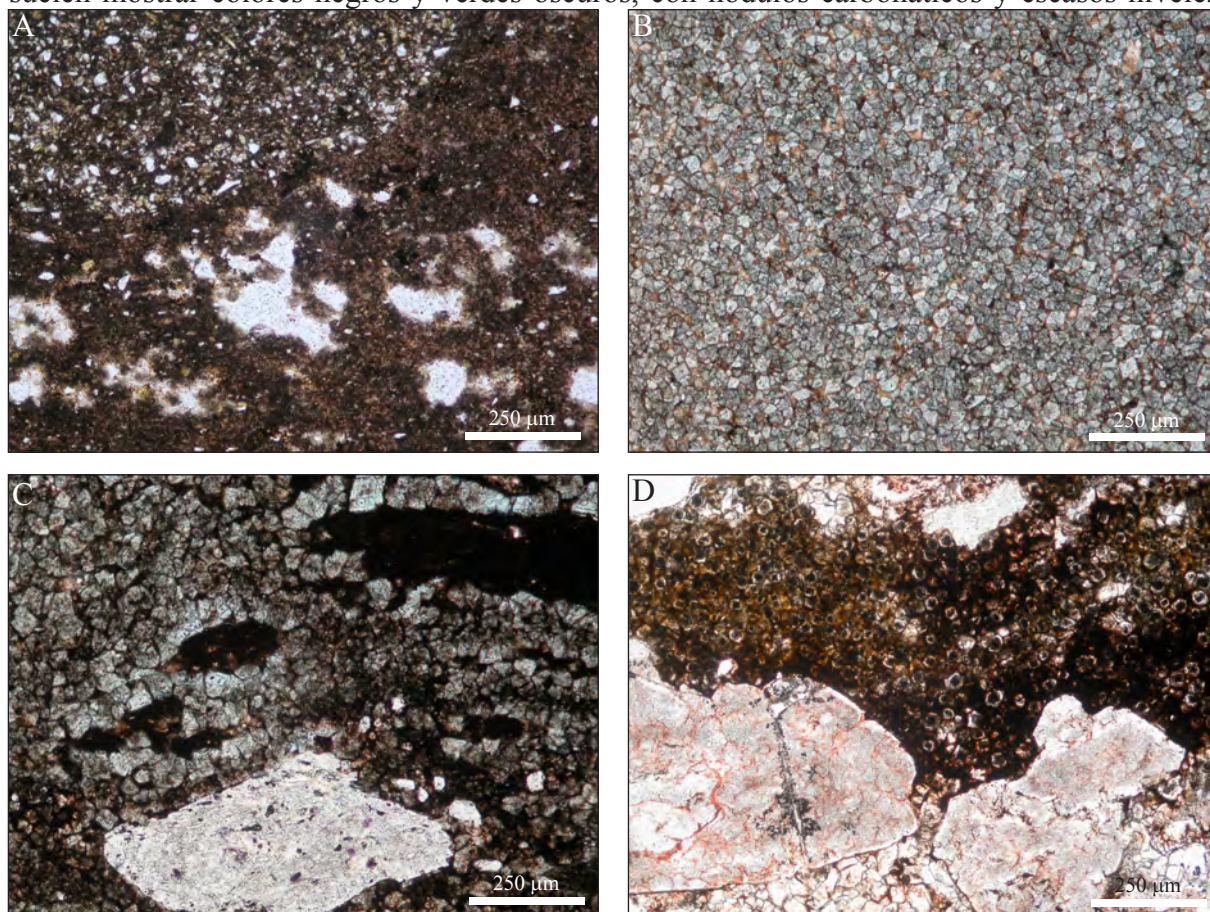


Fig. 3.9. Aspecto al microscopio de la Fm. Lutitas Versicolores de Atalaya. A) ATA-6. Características edáficas y nódulos de cristales de cuarzo y feldespato; B) CON-ABA-3. Dolomías compuestas por rombos de esparita; C) COND-4. Cantos de sales, lutitas y de cuarzo rodeados por una matriz de cristales rómbicos de dolomita; D) COND-5 Anhidrita, yeso, etc, rodeado de cristales rómbicos zonado de dolomita.

arenosos intercalados.

Las areniscas son blancas y ocre de grano fino y medio (Fig. 3.8.). Están compuestas por cuarzo monocristalino, feldespato potásico y muy escasas micas (Fig. 3.9.). Los granos son subredondeados. La selección es buena y los contactos entre clastos son lineales. Pueden aparecer películas de Fe alrededor de los clastos. En general tienen escaso cemento poiquilotópico de dolomita. Presentan laminación paralela y ocasionalmente, grietas de retracción a techo.

Las dolomías, localmente margosas, son grises, amarillas y ocre. Tienen una textura micrítica y microcristalina tanto *de visu* como al microscopio (Fig. 3.9.) No se suele reconocer la textura deposicional debido a la total recrystalización y dolomitización de la muestra. A veces, se observan clastos de cuarzo y feldespato de grano muy fino dispersos. Presentan abundantes óxidos de Fe.

Los bancos de dolomías suelen tener un espesor entre 1 a 10 cm y sin estructuras o finamente laminadas. Los niveles de mayor espesor suelen contener detríticos de tamaño arena fina. Las estructuras más frecuentes son los *ripples*, grietas de retracción y laminación paralela difusa. Es característica la presencia de costras carbonatadas con aspecto vermiculado y oqueroso. Se han diferenciado procesos edáficos y ostrácodos.

En la zona E de estudio aparecen algunos niveles de evaporitas. En general se presentan en finos niveles fibrosos creciendo entre las dolomías. Algunas muestras se presentan como una matriz compuesta por cristales rómbicos de dolomita con porfiroblastos de anhidrita, yeso y los reemplazamientos entre ambos. Las grietas están rellenas de cemento dolomítico en mosaico, con los bordes de los cristales redondeados.

Espesor: Esta unidad tiene una potencia entre 9 y 15 m (Fig.3.8.).

Relación con la unidad infrayacente: Límite concordante y gradual con la unidad “Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón”. Este límite se establece en el cambio de color de las lutitas y en la aparición de finas intercalaciones de areniscas y carbonatos de esta unidad, así como de yesos en los sectores Central y Suroriental.

Relación con la unidad suprayacente: Sobre esta unidad se apoya, en aparente concordancia, la unidad “Lutitas y Yesos de Valderromán” y su equivalente hacia el E por cambio de facies, la unidad “Areniscas, Lutitas y Conglomerados de Riofresnos. Viene marcado por la presencia de lutitas rojas y la casi total desaparición de los materiales dolomíticos. Con los datos procedentes del sondeo de Alcozar, al W de la zona, en profundidad sobre esta unidad se apoyaría la “Fm. Jarafuel” “K1” (Muñoz-Recio, 1993) de manera concordante y neta.

En el Sector Suroriental, sobre esta unidad se apoya de manera discordante y neta las areniscas cretácicas de la Fm. Utrillas.

Extensión geográfica y variaciones: Esta unidad se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Presenta una distribución de espesores homogénea a lo largo de toda la zona donde se localiza.

Edad: Por criterios palinológicos (Epígrafe 3.4.) se establece como Carniense Medio, concretamente Julianiense.

Medio sedimentario: Esta unidad se depositó en un ambiente de tránsito, desde el abandono de los depósitos costeros hacia sistemas de *playa-lake*. En esta amplia llanura se depositan materiales finos por decantación, que alternan con el desarrollo de zonas lacustres, carbonáticas someras, con presencia de ostrácodos y algas. Esta llanura estaba surcada por canales no confinados (*sheet*) durante las épocas de lluvias. Al E de la zona de estudio se depositan evaporitas en un medio de *sabkha*.

3.2.5. “Lutitas y Yesos de Valderromán”

Rango: Formación.

Antecedentes: Esta unidad fue definida por Hernando (1977, 1980) en su Tesis Doctoral. Su nombre deriva de la localidad de Valderromán (Soria), cercana a los lugares donde mejor se observa esta unidad en el área de estudio.

Punto óptimo de observación: El holoestratotipo de esta unidad (Fig.2.4.) se localiza en los barrancos del vértice Atalaya (provincia de Soria). Sus coordenadas son X: 488771,23 e Y: 4576870, 95. El paraestratotipo se localiza en el vértice Valdecabra, a 1 km al N del pueblo de Tarancueña. Sus coordenadas son: X: 494914,31 e Y: 4577566,90

Características: Esta unidad está constituida por una gran masa de lutitas, a veces arenosas, con un importante contenido en evaporitas, sobre todo yeso y anhidrita. Minoritariamente, aparecen niveles de gypsarenitas, margas y costras dolomíticas. (Fig. 3.10.)

Las lutitas son rojas y naranjas, algo arenosas (Fig. 3.10.). En general las lutitas rojas son poco carbonatadas, mientras que las naranjas se asocian con la presencia de granos de carbonato de tamaño fino. En la zona W del Sector Suroccidental, desde la localidad de Ujados hacia el W, las arcillas y los limos presentan colores más oscuros, encontrándose varios niveles negros, grises y verdes muy oscuros, al mismo tiempo que se hacen mucho menos abundantes los yesos. Estas lutitas oscuras contienen intercalaciones de dolomías y calizas o margas dolomíticas, muy cristalinas y oquerosas, que sin embargo se presentan bien estratificadas. La extensión lateral de estas intercalaciones no supera los 4,0 m.

Las evaporitas son yeso, anhidrita y en menor proporción halita y carnalita (Fig. 3.10.). El yeso presentan un tamaño de los cristales meso a microcristalino (Fig. 3.11.), con una débil birrefringencia de color gris claro y relieve bajo (El-Tabakh *et al.*, 1997). Estos materiales se presentan generalmente en niveles muy bien definidos, cuyos límites corresponden claramente a la estratificación. Puede distinguirse yeso masivo, selenítico, tabular, alabastrino, fibroso, en retículas irregulares, en porfiroblastos irregulares, radial, enterolítico y nodular. El reticulado irregular suele estar relacionados con yesos formados por el reemplazamiento de anhidritas. Las texturas fibrosas suelen ser de origen secundario, como resultado del relleno de venas. Ocasionalmente se pueden encontrar granos de cuarzo dentro de las muestras de evaporitas.

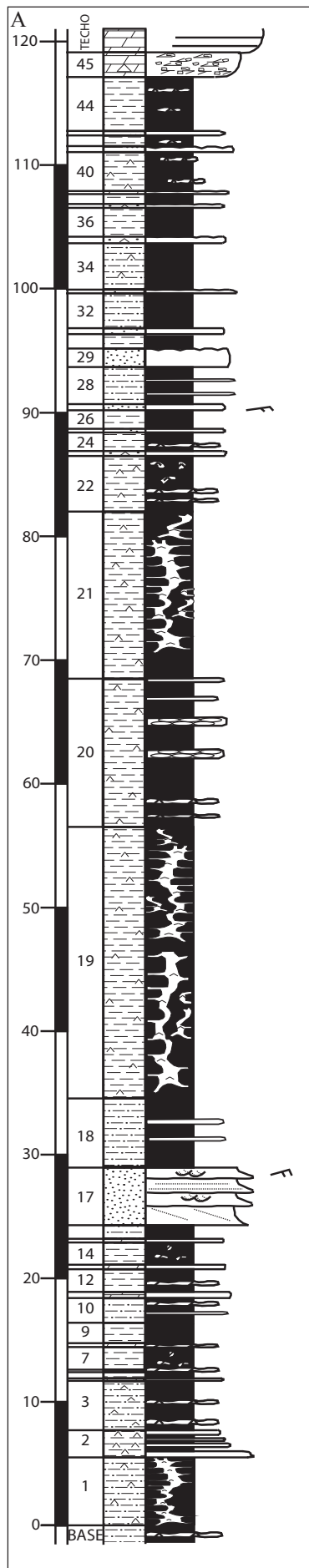


Fig. 3.10. A) Columna tipo de la Fm. Lutitas de Valderromán. B) Vista general del afloramiento de Liceras, compuesto por lutitas y carbonatos. C) Detalle de afloramiento de Atalaya, compuesto por lutitas y yesos. D) Detalle del cambio de facies entre zonas sin yesos y con yesos en el monte Atalaya.

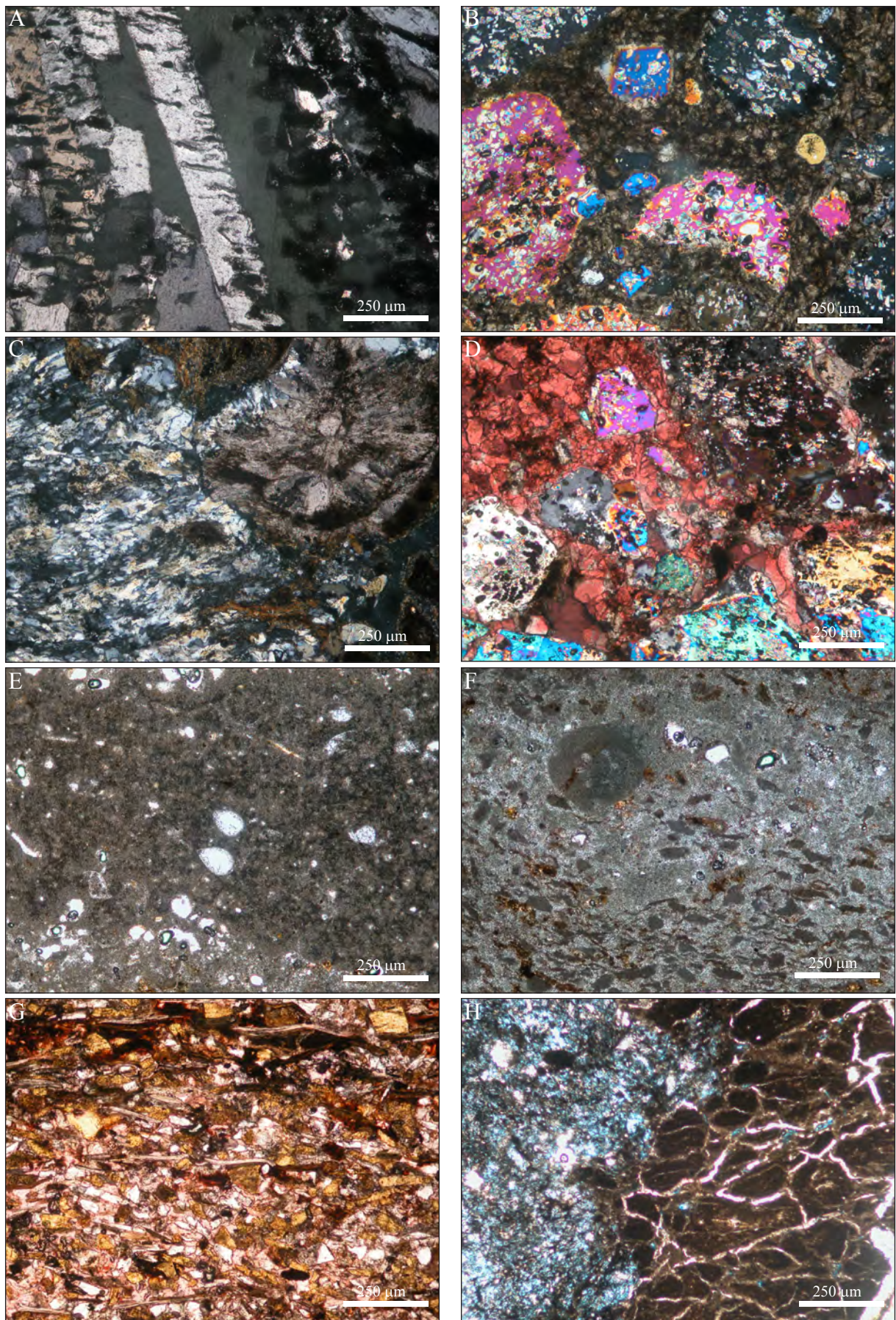


Fig. 3.11. Fotos de microscopio de la Fm. Lutitas con Yesos de Valderromán. A) Yeso fibroso; B) Porfiroblastos de anhidrita en una matriz de dolomita rómbica; C) Yesos fibrosos; D) Anhidrita y calcita; E) Dolomías con ostrácodos y fragmentos irreconocibles; F) Dolomías con carofitas; G) Areniscas de cuarzo, fedespato y micas en niveles; H) Dolomías y arcillas de origen edáfico.

También aparecen formando travéculas de cristales fibrosos dentro de los niveles lutíticos. Estos niveles pueden llegar a tener hasta 6 cm. Dispersos dentro de las lutitas se encuentran nódulos de carbonato, yeso, anhidrita y halita. También es frecuente encontrar alternancias de capas de yeso y carbonato. Excepcionalmente puede encontrarse laminación paralela y estratificación cruzada planar en los yesos.

Se encuentra también yeso formando parte del esqueleto en forma de granos o porfiroblastos, con yeso fibroso y otras sales formando la matriz. Este tipo de texturas también se debe a reemplazamiento de anhidrita por yeso. Los cristales de yeso presentan contornos idiomorfos de seis lados, pudiendo apreciar la distribución de inclusiones relictas de anhidrita dentro de los porfiroblastos de yeso. Pueden presentar abundante porosidad. La anhidrita presenta un importante relieve y una fuerte birrefringencia, con tamaños meso y microcristalino. Puede presentarse como cristales tabulares con disposición radial. También como porfiroblastos muy alterados en una matriz compuesta por cristales rómbicos de dolomita.

Los carbonatos que se localizan en esta unidad son dolomías y margas de color gris, blancas y rojas, por contenido en óxidos de Fe. La textura es micrítica y microcristalina (Fig. 3.11.). Suelen presentarse en niveles de unos 10 cm. Su aspecto puede ser oqueroso y presentar grietas de retracción, *teepes*, bioturbación y *ripples* a techo. A veces se observan clastos de cuarzo y feldespato de grano muy fino, ordenados en finas láminas. También presentan cristales de evaporitas, como yeso y anhidrita. Se han localizado fragmentos de carofitas, ostrácodos y otros restos inclasificables. Las grietas de las margas están rellenas de cemento dolomítico en mosaico, con los bordes de los cristales redondeados.

Areniscas rojas de grano muy fino, en bancos tabulares de no más de 40 cm de espesor. Pueden presentar *ripples* y cierta laminación paralela. Estas areniscas suelen estar compuestas por granos de yeso y anhidrita.

Espesor: El espesor de esta unidad varía de 6 a 120 m (Fig. 3.10.). En el Sector Central tiene de 100 a 120 m. En el Sector Suroriental tiene unos 45 a 55 m en Miedes de Atienza y en Albendiego en el Vértice Muela, pero desde Albendiego hacia el W, el espesor disminuye, así en Condemios de Arriba el espesor es de 6 a 10 m. Esta disminución rápida de espesor puede ser debida a dos condicionantes; la existencia de un paleorrelieve que condicionó el espesor y/o a la posterior erosión del depósito. Es muy probable que sean ambas cosas las que sucedieron. Es decir, que se depositaron menos materiales por la presencia de un umbral en el Sector Suroccidental y que fueron posteriormente erosionados.

Relación con la unidad infrayacente: El contacto es aparentemente concordante con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”. Viene marcado por un importante cambio en la litología con la aparición de depósitos salinos. Además se produce un neto cambio en la coloración, pasando a predominar los colores rojos y naranjas, sobre los morados, negros y verdes.

Relación con la unidad suprayacente: El contacto es concordante y neto.

Litológicamente es brusco ya que evoluciona de unas lutitas con evaporitas a brechas dolomíticas y dolomías tableadas de la Fm. Imón (Goy y Yébenes, 1977). En ocasiones el contacto podría estar mecanizado por la distinta competencia entre los materiales. Esto implica que la Fm. Imón puede estar deslizada en distintos puntos de esta unidad, lo que explica alguna de sus variaciones de espesor en los depósitos de las facies *Keuper*.

En la zona W del Sector Suroriental puede presentar un límite discordante, neto y erosivo con la Fm. “Arenas de Utrillas”. Ocasionalmente, se encuentra en ambos sectores, Central y Suroriental, un límite discordante, erosivo y neto con las facies terrígenas del Terciario.

Extensión geográfica y variaciones: Los límites de esta unidad presentan variaciones con respecto a las originales descritas por Hernando (1977). El límite se establece como un cambio de facies que se localiza en la zona del Monte Atalaya, con respecto al límite descrito por Hernando (1977) que se situaba en la zona de Cuevas de Ayllón. Este nuevo límite separa las facies de lutitas con evaporitas de esta unidad, de las facies de lutitas con terrígenos gruesos de la unidad de Riofresnos.

Edad: Por las asociaciones palinológicas (Epígrafe 3.4.) encontradas la edad de la parte inferior de esta unidad es Carniense Superior (Tuvaliense). La parte media se correspondería con el límite Carniense-Noriense. A la parte superior se le atribuye edad Noriense, por posición estratigráfica respecto a la Fm. Dolomías Tableadas de Imón de edad Noriense *p.p.*-Retiense *p.p.*

Medio sedimentario: Esta unidad se depositó en un medio de llanura lutítica y *playa-lake* continental. Evoluciona, de W a E, desde las zonas más marginales de la llanura lutítica salina, con el depósito de lutitas con nódulos carbonáticos y evaporíticos y gypsarenitas, hasta los términos más internos del *playa-lake*, con el depósito de yesos laminares. El *playa-lake* está formado por un gran número de *ponds* evaporíticos de carácter somero, con diferentes grados de desarrollo.

3.2.6. “Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos”

Esta unidad con rango de Formación se define por primera vez en este trabajo. Tras un estudio amplio de la cuenca de sedimentación y tras observar la necesidad de modificar los límites de las “Lutitas y yesos de Valderromán, se ha visto la necesidad de definir una nueva unidad que recogiese los materiales terrígenos de la zona NW de la cuenca.

Esta unidad está compuesta por areniscas, lutitas y conglomerados en diferente proporción. Presentan un gran número de estructuras sedimentarias, entre las que destacan la estratificación cruzada planar y de surco. Puede aparecer bioturbación.

Su holoestratotipo se localiza en el paraje que rodea al arroyo Riofresnos, 1 km al W de

la localidad Honrubia de la Cuesta (Fig.2.4.). Sus coordenadas UTM son: X: 4398861,19 e Y: 4595114,55. Su espesor varía entre 100 y 150 m.

Esta unidad se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta la zona del vértice Atalaya. En el Sector Suroriental, estos materiales no se han preservado por dos motivos; que no se habían depositado y/o que habían sido erosionados por los materiales cretácicos a partir de la zona de Condemios hacia el W.

Su límite inferior es discordante y neto con los materiales metamórficos del Paleozoico en el Sector Noroccidental y aparentemente concordante con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya” en Sector Central. En la zona W presenta un cambio de facies con la unidad “Lutitas y yesos de Valderromán”. Sobre esta unidad se deposita de manera concordante y neta la Fm. Dolomías tableadas de Im

Por correlación con la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán se le atribuye una edad Carniense Superior (Tuvaliense), para la parte inferior de la unidad. La parte Media y Superior de esta unidad se correspondería con el límite Carniense-Noriense y el Noriense, por posición estratigráfica respecto a la Fm. Dolomías Tableadas de Imón de edad Noriense *p.p.*-Retiense *p.p.* (Goy *et al.* 1976).

Esta unidad se habría depositado en un ambiente de abanicos fluviales y bajadas, con abundantes canales y llanuras de inundación; evolucionando lateralmente hacia un sistema de *playa-lake*.

Dentro de esta formación se han diferenciado dos unidades, que se describen a continuación. De base a techo son las siguientes: “Serie Basal” y “Miembro Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta”.

3.2.6.1. Serie basal.

Esta unidad se describe por primera vez en este trabajo. No se ha definido un rango para esta unidad debido a la gran variabilidad que presentan sus materiales. Esta variabilidad se debe a que se depositaron por el relleno de un paleorrelieve previo. Esto hace que se produzcan importantes variaciones de litología y espesor que dificultan su definición y correlación con otras unidades.

Los mejores puntos de observación de esta unidad se localizan en el paraje que rodea al arroyo Riofresnos y el arroyo Carrancha, llamado Carrafuentenebro (Fig.2.4.). Sus coordenadas UTM son X: 439975,41 e Y: 4595315,87. Al presentar importantes variaciones litológicas es representativo el corte situado a las afueras de Cuevas de Ayllón (provincia de Soria), ya que se presenta la unidad completa y con un importante espesor. Sus coordenadas son X: 474402, 62 e Y: 4582477, 43. Otra serie representativa se localiza en los alrededores del pueblo de Pradales (Provincia de Segovia). Esta serie destaca por el cambio en la litología a materiales más finos

con respecto a los demás estratotipos. Sus coordenadas son: X: 441643,16 e Y: 4589923, 59.

Esta unidad está compuesta por una alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados (Fig. 3.12.). Como litología secundaria presenta niveles de dolomías rosas de reducido espesor (entre 2 y 5 cm).

En líneas generales las litologías de esta unidad tienen las siguientes características:

Las areniscas son arcosas, ocasionalmente lutíticas, rojas, naranjas y ocre, de grano grueso a muy fino dependiendo de su posición dentro de la unidad (Fig. 3.12.). Los granos son subangulosos a subredondeados, con contactos rectos y puntuales. A base de la unidad se encuentra proto y pseudomatriz, mientras que a techo es más común la epimatriz. El cemento puede ser de varios tipos. Hay cemento poiquilotópico de dolomita, que se localiza o bien en toda la muestra o localmente disperso. Cuando el cemento poiquilotópico de dolomita ocupa todas las zonas entre granos no aparece ningún tipo de matriz. Otro cemento que aparece de manera significativa es el pelicular de Fe. La porosidad de las muestras es variable, mayor a base que a techo.

Los cuerpos tienen forma tabular y lenticular. La base puede ser plana o irregular y erosiva, y puede presentar *lag* de cantos de cuarcita, cantos blandos, pseudomorfo de halita e icnofósiles. El techo suele ser plano, con bioturbación, huellas de edafización y *ripples*. Hay cantos de cuarcita dispersos de 1 a 4 cm y nódulos de Fe de no más de 1 cm. Presentan estratificación cruzada planar en sets de unos 15 a 20 cm, estratificación cruzada de surco en sets de unos 15 a 20 cm y laminación paralela. Localmente, en la sección de Cuevas de Ayllón se ha observado estratificación épsilon. Presentan cantos blandos de hasta 4 cm. A techo de algunos bancos hay *ripples* y grietas de desecación.

Las lutitas son rojas y verdes, con frecuencia arenosas (Fig.3.12). Suelen ser abundantes las huellas de procesos edáficos a techo de muchos niveles de lutitas. Aparecen gran cantidad de carbonatos en forma de concreciones y nódulos carbonáticos y, en menor medida, evaporitas, en el interior de los niveles lutíticos. Estos nódulos pueden llegar a formar niveles bien desarrollados.

Los conglomerados forman parte de estratos tabulares, de *lag* basales y como cantos más o menos dispersos dentro de los cuerpos arenosos (Fig.3.12.). Estos conglomerados son ocre y rojos. Están compuestos por cuarcitas, feldespato y metacuarcitas. El tamaño de estos cantos varía de 1 a 5 cm. Las texturas suelen ser clastosoportadas y arenosas, con una matriz de arcosas, ocre y rojas, de grano grueso a medio. Presentan superficies internas erosivas. La estructura principal es estratificación cruzada planar en *sets* de 20 a 25 cm, estratificación difusa y ocasionalmente masiva. Los conglomerados van desapareciendo hacia el E de la zona de estudio, encontrándose solo formando parte de los *lag* basales o de manera dispersa en Licerías y Montejo de Tiermes.

Las dolomías son rosas y, ocasionalmente, grises y blancas (Fig.3.12). Suelen ser

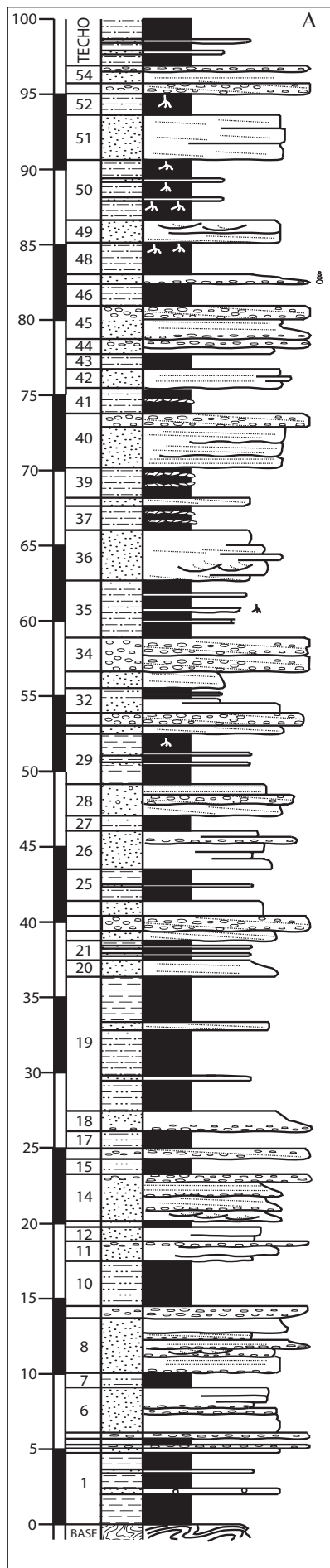


Fig. 3.12. A) Columna tipo de la Serie Basal, parte inferior de la Fm. Riofresnos. B) Vista general del afloramiento de Riofresnos. C) Vista general del afloramiento de Pradales. D) Parte superior de la Unidad Inferior en Cuevas de Ayllón.

micríticas y, en menor proporción, microcristalinas. Se presentan en cuerpos discontinuos y tabulares. Su aspecto más representativo es el de costras con grietas de retracción. Presentan las características de las calcretas de tipo “alfa” (Fig. 3.13.). Suelen ser mosaicos de cristales de calcita de tamaños variados. Principalmente presentan una matriz micrítica densa. Suelen presentar “moteado”, es decir zonas con distintos tamaños de cristales. Presentan nódulos que aparecen definidos por grietas circungranulares rellenas con cemento esparítico. Son muy frecuentes los granos flotantes de cuarzo y feldespato de grano medio, muy irregulares y corroídos. También se generan de manera dispersa grietas irregulares que se rellenan de

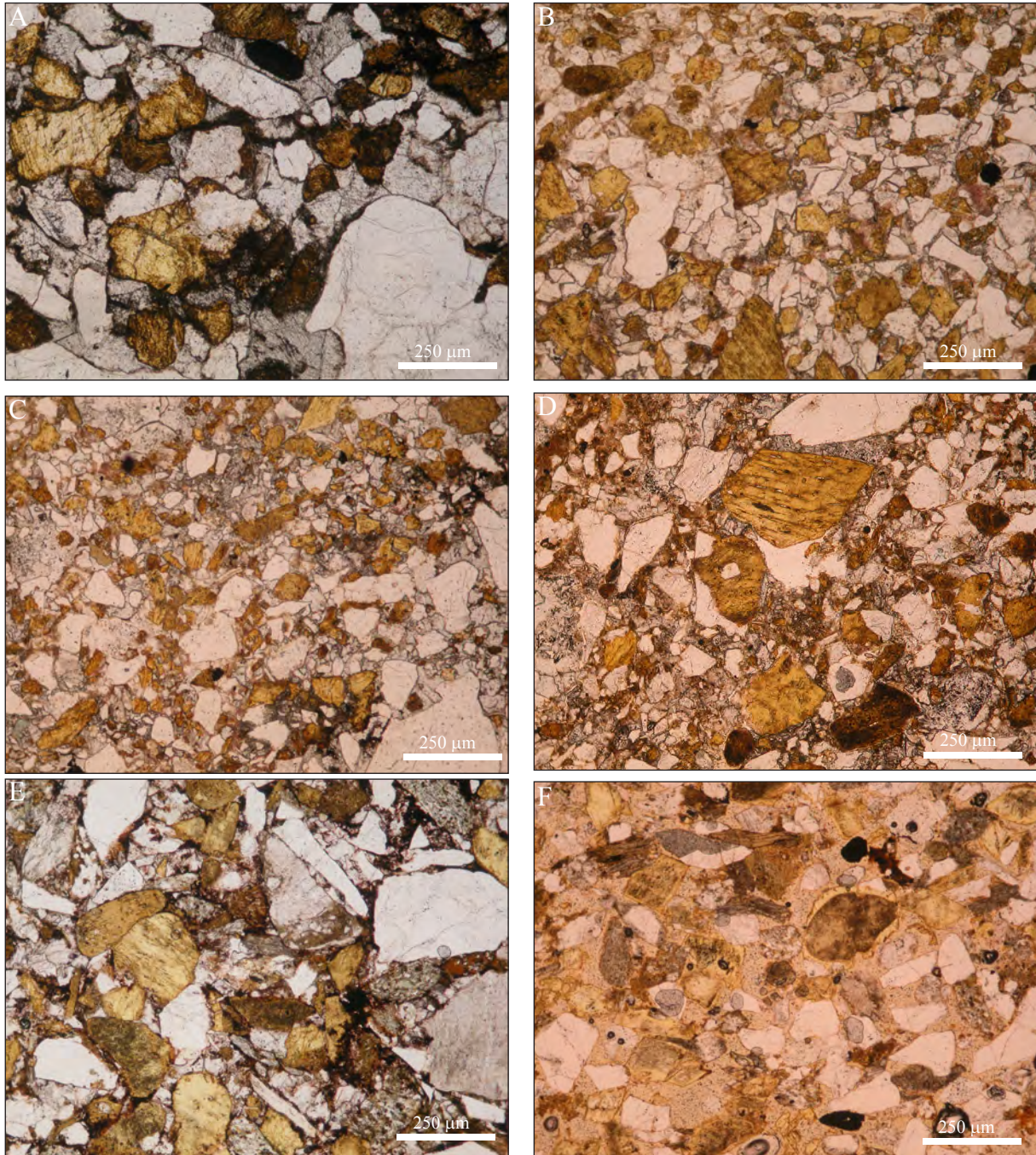


Fig. 3.13. Aspecto al microscopio de la parte inferior de la Fm. Areniscas, Lutitas y Conglomerados de Riofresnos, denominada Serie Basal. Las muestras son A) RF-8; B) PR-2; C) CS-5; D) ANT-6'; E) LIC-4 y F) TOR-1. Se observan evidentes diferencias de tamaño de grano. Según la zona varía el contenido en feldespatos. En general presentan poca matriz y cementos de dolomita. En F) destacan los cementos sintaxiales.

cemento micrítico y esparítico de dolomía.

Es importante destacar la gran variabilidad que presenta esta unidad debido al paleorrelieve sobre el que se deposita. Así podemos diferenciar dos zonas principales:

En flanco N del anticlinal de Honrubia, en el Sector Noroccidental, esta unidad se caracteriza por una alternancia de areniscas y lutitas, en ocasiones arenosas. La presencia de carbonato es muy escasa, solo a base de la unidad.

El flanco S del anticlinal de Honrubia, en el Sector Noroccidental, se caracteriza por una alternancia de lutitas rojas con niveles de areniscas ocre y grises, de escasa potencia. En las lutitas se encuentran abundantes nódulos dolomíticos y otras estructuras de origen edáfico.

El espesor de esta unidad varía entre 25 y 83 m debido al relleno de un paleorrelieve (Fig.3.12.). En el Sector Noroccidental, tanto en la N-I como en la zona de Riofresnos tiene un espesor entre 80 y 83 m. En el flanco Sur del anticlinal, en la sección de las Antenas tiene 32 m. Hacia el NW el espesor de la unidad va disminuyendo. En el Sector Central, en Cuevas de Ayllón tiene unos 25 m y en Licerías tiene unos 40 m.

En el Sector Noroccidental su límite inferior es neto, ya que se apoya discordante sobre los materiales metamórficos del Paleozoico. Por medio de los datos aportados por el sondeo de Alcozar y Gormaz, en profundidad, esta unidad es concordante con la unidad “K4” (Muñoz-Recio, 1993) y paraconforme con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya” en Sector Central.

El límite superior de esta unidad se establece con el Miembro “Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta”, perteneciente a la Fm. “Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos”, tanto en el Sector Noroccidental como en el Central. Este límite es concordante y gradual en todo ese Sector.

Esta unidad se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta la zona del vértice Atalaya. En el Sector Sureste no se ha preservado por falta de depósito o por la erosión, a partir de la zona de Condemios hacia el W.

Por su similar localización estratigráfica con la parte inferior de la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán se le atribuye una edad Carniense Superior (Tuvaliense).

En general, estos materiales corresponden a depósitos de abanicos aluviales y fluviales medios-distales, hasta depósitos pertenecientes a una llanura lutítica o *playa lake*. El paleodrenaje principal de estos abanicos es hacia el N y el NE. Hay un importante desarrollo de depósitos finos correspondientes a llanura de inundación. También hay abundantes rellenos de canales con barras. La unidad se divide en secuencias granodecrecientes.

3.2.6.2. Miembro “Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta”

Rango: Miembro

Antecedentes: Se describe por primera vez en este trabajo.

Punto óptimo de observación: El holoestratotipo de esta unidad (Fig.2.4.) se localiza a las afueras de la localidad de Honrubia de la Cuesta (Prov. De Segovia). Sus coordenadas UTM son X: 441720,27 e Y: 4596187,23. Se ha definido un paraestratotipo en la sección de Cuevas de Ayllón. Sus coordenadas son: X: 474385,21 e Y: 4582465,52.

Características: Esta unidad está compuesta por areniscas y conglomerados, alternando con niveles lutíticos. Ocasionalmente, aparecen niveles de dolomías rosas (Fig. 3.14.).

Las areniscas son arcosas y subarcosas rojas, naranjas y blancas, de grano grueso a muy fino (Fig. 3.14.). Pueden presentar un importante contenido en lutitas. La composición de las arcosas y subarcosas es cuarzo mono y policristalino, sobre todo a techo de la unidad, feldespato potásico, fragmentos de roca metamórfica e ígnea y escasas micas (Fig. 3.15.). Los granos del esqueleto son angulosos a subangulosos. Los granos no están en contacto o presentan contactos puntuales. En la base de la unidad algunos granos presentan contactos corrosivos. La matriz es escasa y de carácter local, destacando las epimatrices, protomatrices y *pore-lining*, a base, de illita y algo de caolinita. El cemento es principalmente de composición dolomítica. La estructura de este cemento es poiquilotópico de dolomita y minoritariamente a base de la unidad, en mosaico de microesparítico a esparítico equigranular. También destacan los cementos peliculares de Fe. En la zona W del Sector Central, comienzan a desarrollarse cementos sintaxiales de cuarzo y feldespato. Presenta a base porosidad media y a techo porosidad baja.

Los cuerpos tienen forma tabular o lenticular (Fig. 3.14.). La base puede ser plana o irregular y erosiva. En ocasiones presenta un *lag* de cantos de cuarcita, cantos blandos, pseudomorfos de sales e icnofósiles. El techo suele ser plano, con bioturbación, huellas de procesos edáficos y *ripples*. Hay cantos dispersos de 1 a 7 cm. Presentan estratificación cruzada planar en *sets* de unos 20 cm, estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 15 cm y laminación paralela. Localmente, en la sección de Cuevas de Ayllón, se ha observado estratificación épsilon.

En la base de la unidad, en la sección de Honrubia de la Cuesta se han reconocido brechas muy angulosas de cuarcita, de hasta 5 cm, discordantes sobre las cuarcitas paleozoicas. En la parte media de este tramo de brechas se desarrolla un nivel de arcosas naranjas, de grano medio, con abundantes cantos angulosos de cuarcita, dispersos.

Los conglomerados están presentes constituyendo *lag* basales, como cantos dispersos

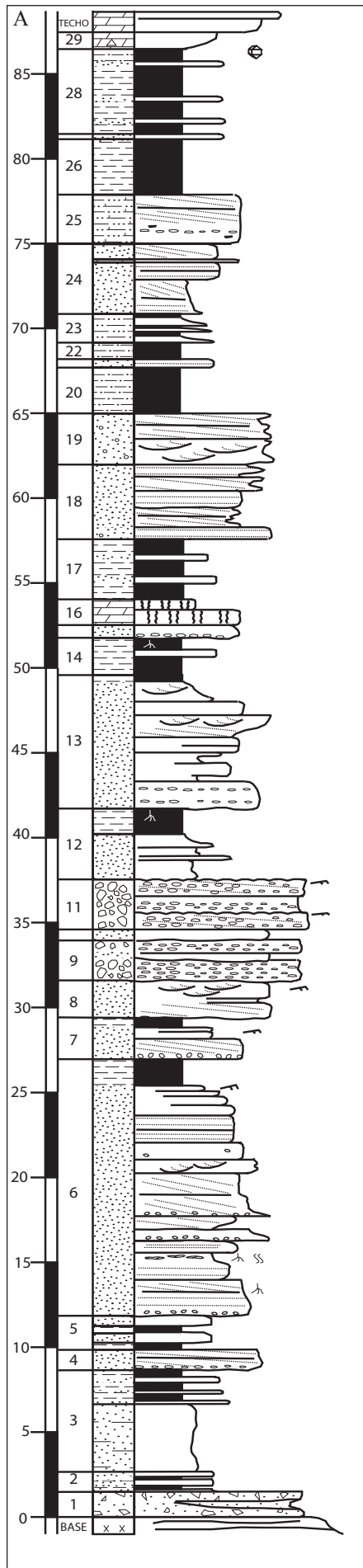


Fig. 3.14. A) Columna estratigráfica tipo del Mb. Areniscas, Conglomerados y Lutitas de Honrubia de la Cuesta, parte superior de la Fm. Riofresnos. B) Vista del afloramiento de Honrubia de la Cuesta, donde se define la unidad. C) Vista del afloramiento de Cuevas de Ayllón, D) Detalle de las areniscas del monte Corralejo.

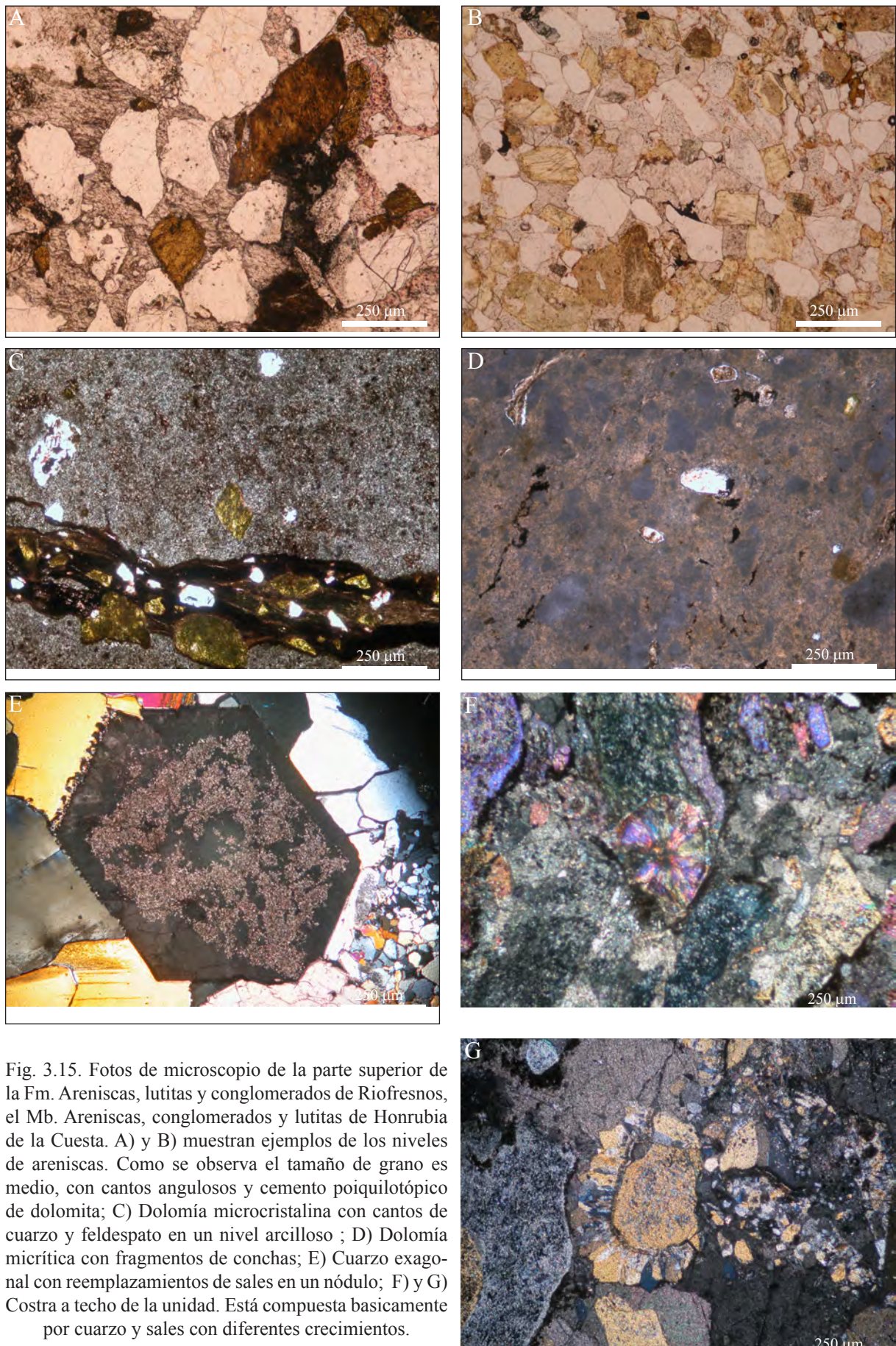


Fig. 3.15. Fotos de microscopio de la parte superior de la Fm. Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos, el Mb. Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta. A) y B) muestran ejemplos de los niveles de areniscas. Como se observa el tamaño de grano es medio, con cantos angulosos y cemento poiquilotópico de dolomita; C) Dolomía microcristalina con cantos de cuarzo y feldespato en un nivel arcilloso ; D) Dolomía micrítica con fragmentos de conchas; E) Cuarzo exagonal con reemplazamientos de sales en un nódulo; F) y G) Costra a techo de la unidad. Está compuesta basicamente por cuarzo y sales con diferentes crecimientos.

dentro de los cuerpos arenosos o como estratos tabulares o lenticulares con base irregular, a techo de las secuencias sedimentarias. Estos conglomerados son naranjas, ocre y rojos, localmente arenosos. Están compuestos por cuarcitas y metacuarcitas principalmente. El tamaño de estos cantos varía de 1 a 8 cm. En el Sector Noroccidental y en el Sector Central, en la sección de Cuevas de Ayllón, pueden aparecer cantos de feldespato de hasta 2 cm. Localmente, también hay cantos compuestos por dolomías rosas procedentes del retrabajado de los niveles carbonáticos de la zona, sobre todo en el Sector Noroccidental. Los conglomerados pueden ser clasto y matrizsoportados. Estos últimos presentan una matriz de arcosas, ocre y rojas, de grano grueso. Presentan superficies internas erosivas, estratificación cruzada planar en sets de 15 a 20 cm, escasa estratificación cruzada de surco y planar de bajo ángulo. Los cantos suelen estar imbricados. Presentan cantos blandos de hasta 1 cm. A techo de algunos bancos hay grietas de desecación. Los conglomerados son muy abundantes en el Sector Noroccidental y van disminuyendo hacia el E del Sector Central, llegando casi a desaparecer.

Las lutitas son rojas, verdes y naranjas (Fig. 3.14.). Con frecuencia son arenosas y con un importante contenido en micas, que a veces se disponen formando niveles milimétricos. Pueden presentar cierta laminación. Suelen ser abundantes las huellas de procesos edáficos a techo de muchos niveles de lutitas. El contenido en carbonatos puede llegar a ser elevado. Aparecen concreciones y nódulos carbonáticos en el interior de los niveles lutíticos, con posible origen edáfico. Estos nódulos pueden llegar a formar niveles bien desarrollados.

En ocasiones se encuentran lutitas detrítico carbonáticas compuestas por granos carbonáticos blancos, redondeados, con un importante contenido en óxidos de Fe, procedentes del retrabajado de los niveles de costras carbonáticas y procesos edáficos. Al microscopio estos granos son agregados y concreciones de carácter arcilloso y de óxidos de Fe. Dentro de las lutitas también podemos encontrar niveles de arcosas y cuarzoarenitas amarillas, de grano fino, con estratificación cruzada planar y de surco.

Las dolomías son rosas, grises y blancas. Presentan una textura micrítica (Fig. 3.15.). La textura original ha sido borrada en gran medida por la dolomitización. Es destacable la presencia de granos flotantes de cuarzo y feldespato de grano fino, irregulares. En esta unidad es frecuente que las dolomías presenten zonaciones con más contenido en óxidos o más reducidas de color gris. Tiene concreciones arcillosas (pápulas) y de óxidos. Hacia techo pueden encontrarse muestras compuestas por mesocristales rómbicos de dolomita muy alterados. La porosidad aparece rellena parcialmente con cristales microesparíticos de dolomita.

Las dolomías pueden tener laminación y *ripples*. Se muestran en cuerpos tabulares de variable extensión lateral y un espesor decimétrico, y como nódulos dolomíticos irregulares. Presentan abundante bioturbación y restos vegetales. En el Sector de Honrubia se han observado estructuras columnares de rizoconcreciones.

En el Sector Noroccidental se desarrolla a techo de la unidad una costra silícea con cuarzos bipiramidales.

Espesor: El espesor de esta unidad varía entre los 60 y los 80 m (Fig.3.14.). En Honrubia de la Cuesta es de 80 m. En los alrededores de Licerias sobrepasa los 70 m, en Cuevas de Ayllón tiene 60 m.

Relación con la unidad infrayacente: Esta unidad se apoya sobre la “Serie Basal”, perteneciente a la Fm. “Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos”. Se localiza tanto en el Sector Noroccidental como en el Central. Su límite es concordante y gradual en toda la zona donde aflora. En el E del Sector Noroccidental, en la Sección de Honrubia de la Cuesta el límite se produce una discordancia sobre el Paleozoico.

Relación con la unidad suprayacente: Su límite superior es concordante y neto con la Fm. Dolomías tableadas de Imón.

Extensión geográfica y variaciones: Esta unidad se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta las proximidades del vértice Atalaya.

Edad: Por posición estratigráfica y correlación con la unidad “Lutitas y yesos de Valderromán” se le atribuye una edad que varía entre el límite Carniense-Noriense y el Noriense.

Medio sedimentario: Estos materiales se depositaron en abanicos aluviales y fluviales medios, proximales en algunas ocasiones, que se interdentan en una llanura lutítica o *playa lake* de grandes dimensiones, con *ponds*, o pequeñas zonas encharcadas en las que se depositaban carbonatos. Hay un importante desarrollo de depósitos arenosos de relleno de canal, con distintos elementos, como barras, etc. y de lutitas correspondientes a la llanura lutítica. Las direcciones de paleocorrientes medidas varían desde N a N-NE.

3.3. Mineralogía de lutitas

3.3.1. Introducción

La difracción de rayos X es una herramienta básica en el análisis de la mineralogía de sedimentos. Es especialmente útil en los materiales de grano fino ya que su estudio composicional presenta mayor dificultad debido al pequeño tamaño de grano.

La aplicación fundamental de la difracción de rayos X es la identificación cualitativa de la composición mineralógica de una muestra cristalina. La difracción está basada en las interferencias ópticas que se producen cuando una radiación monocromática atraviesa una rendija de espesor comparable a la longitud de onda de la radiación (Hukind, 1981).

El aparato que realiza este tipo de análisis se denomina difractómetro de polvo. El registro gráfico o difractograma, consiste en una serie de picos distribuidos en función de los valores angulares 2θ , que corresponden a las reflexiones que representan. Las alturas de estos picos (más concretamente sus áreas) constituyen medidas representativas de las intensidades de las reflexiones (Hammond, 1998).

Para la identificación de fases cristalinas, se utiliza el denominado método de polvo cristalino. En esta técnica se usan preparados de muestras molidas y tamizadas con un tamaño inferior de 53 μm . La muestra pulverizada se deposita sobre un portamuestras, evitando, en lo posible, la orientación preferente de los cristales. La identificación de una fase cristalina por este método se basa en el hecho de que cada sustancia en estado cristalino tiene un diagrama de rayos X que le es característico (Jenkins y Snyder, 1996). Así, en una mezcla, cada una de las sustancias que la componen da lugar a un diagrama propio y característico. El diagrama global corresponderá al conjunto acumulado de diagramas que se habrían obtenido de cada una de las fases minerales por separado. Estos diagramas están coleccionados en fichas, libros y bases de datos JCPDS (*Joint Committee on Powder Diffraction Standards*) y agrupados en índices de compuestos orgánicos, inorgánicos y minerales. Se trata, por lo tanto, de encontrar el mejor ajuste del diagrama problema con uno de los coleccionados. Para la identificación de fases puede utilizarse el fichero Hanawalt o las fichas ASTM (*American Society for Testing Materials*) o de la JCPDS (*Joint Committee on Powder Diffraction Standards*).

En un diagrama de difracción de rayos X los picos que aparecen corresponden a reflexiones producidas por planos reticulares que cumplen la ley de Bragg ($2d\sin\theta=n\lambda$, donde d =espaciado reticular; θ =ángulo de incidencia medido a partir del plano; n =número entero; λ =longitud de onda de la radiación incidente). Cada uno de estos planos tiene un espaciado (d) característico. Para conocer este espaciado es necesario averiguar el ángulo θ (Jenkins y Snyder, 1996). En la escala inferior del diagrama se recoge el ángulo 2θ , por lo que puede calcularse sin dificultad el valor de d para cada efecto de difracción (pico).

En el estudio de la mineralogía de arcillas del Triásico de la Península Ibérica destacan

los trabajos de: Martín-Vivaldi *et al.* (1957) y de Caballero y Martín-Vivaldi (1975), etc. En el ámbito de la Cordillera Ibérica los trabajos más relevantes corresponden a Marfil (1970), García-Palacios *et al.* (1977) y Yébenes *et al.* (1977). García-Palacios *et al.* (1977a y b) estudian la mineralogía de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estos autores señalan el carácter más detrítico de los materiales al W, frente a su carácter cada vez más evaporítico hacia el E. Observan que estas rocas están constituidas fundamentalmente por cuarzo y feldespato potásico. Otros minerales presentes en proporciones variables son los carbonatos, calcita, principalmente y dolomita. Hacia las áreas orientales de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y a techo del Triásico, el carácter evaporítico se acentúa, apareciendo el yeso y la magnesita en proporciones cada vez más importantes. En cuanto a la fracción inferior a 2 micras, los depósitos de esta zona son muy variables y complejos. En términos generales están constituidos por illita y por el grupo de minerales comprendidos en 14 A. También se encuentra sepioli

Para el presente trabajo y con objeto de estudiar la composición de las arcillas se han realizado 45 análisis de difracción de rayos X de la mineralogía total en el Difractómetro de rayos X, en los laboratorios de la Facultad de Ciencias Químicas y de Farmacia de la Universidad Complutense de Madrid.

Se han seleccionado muestras de todas las unidades y en 12 columnas. Se ha prestado especial atención a las unidades lutíticas existentes en la zona de estudio. La preparación e interpretación de los diagramas de Rayos X de estas arcillas se ha llevado a cabo en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía, de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. La preparación previa consistió en la molienda en un mortero de ágata, para evitar la contaminación de elementos metálicos, de las muestras a analizar (Buhrke *et al.* 1998). La interpretación de los datos obtenidos, difractogramas y análisis semicuantitativos se realizaron por medio del programa EVA. Los difractogramas se han recopilado en el Anexo III.

3.3.2. Resultados

3.3.2.1. Formación Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón

En esta unidad se han analizado 7 muestras (VAL-1, COLL-2, CMUELA-3, MIED-2, ATA-4, COLL-4 y COND-7) (Anexo III) a lo largo de toda la extensión de la unidad.

Los minerales más abundantes son la moscovita y la illita. Tras estos el feldespato y el cuarzo son también muy abundantes a lo largo de toda la unidad. De manera secundaria se presentan caolinita, clorita y sanidina. En una menor proporción aparecen carbonatos. La dolomita es más abundante a base de la unidad, mientras que la calcita es más abundante a techo.

La moscovita se presenta siempre en porcentajes muy altos, llegando al 63 %, aunque los valores medios son entre 36 y 49%. La illita es también mayoritaria con porcentajes alrededor del 40% en varias de las muestras estudiadas. Tanto el cuarzo como el feldespato están presentes

en todas las muestras con porcentajes entre el 20 y el 30%. La caolinita, la clorita y la sanidina aparecen con porcentajes entre el 11 y el 15%. Por último, los carbonatos no superan el 10%, aunque la media se sitúa en el 5%.

3.3.2.2. Formación Lutitas Versicolores de Atalaya

En esta unidad se han analizado 9 muestras (MIED-4, CMUELA-5, CON.ABA-5, CAÑ-2, CMUELA-6, COR-6, COND-3, CMUELA-7 y CON.ABA-4) (Anexo III) representativas de la totalidad de la zona.

Los minerales principales son la illita y la moscovita, apareciendo en esta ocasión la illita en más muestras como mineral principal, aunque la moscovita presenta porcentajes más altos en las muestras en las que se presenta. Los minerales secundarios son el feldespato y el cuarzo a lo largo de toda la unidad. Las muestras de lutitas tomadas muy próximas a las costras carbonáticas de esta unidad muestran un enriquecimiento en calcita y dolomita, llegando a ser abundantes. Como elementos minoritarios presentan caolinita y otros filosilicatos, siderita y hematites. El contenido en caolinita aumenta respecto a la unidad anterior.

La moscovita se presenta con porcentajes entre el 44 y el 49%. La illita se encuentra en proporciones algo menores entre el 33 y el 39%. Tanto el feldespato como el cuarzo aparecen en porcentajes entre el 25 y el 32%. Los carbonatos pueden llegar a tener un porcentaje hasta de un 19%, aunque la media no supera el 10%. La caolinita presenta porcentajes entre el 7 y el 10%. El resto de los minerales no supera el 6%.

3.3.2.3. Formación Lutitas y yesos de Valderromán

En esta unidad se han examinado 10 muestras (COND-2, VAL-4, CMUELA-10, CMUELA-12, ATA-7, ATA-9, CAÑ-5, VAL-6, MIED-11, MIED-14, MIED-16, ATA-13) (Anexo III).

El análisis de las muestras de esta unidad permite diferenciar dos poblaciones distintas. La primera población presenta como elementos mayoritarios carbonatos y yesos. La segunda población tiene illita, feldespato y cuarzo. La primera población presenta como elementos secundarios filosilicatos como la illita, cuarzo y feldespato, mientras que la segunda población presenta, sobre todo carbonatos y sales, y illita, clorita y moscovita. Hay una mayor presencia de hematites. La caolinita ha desaparecido casi en su totalidad.

En la primera población los porcentajes de yeso y anhidrita pueden llegar al 90%. De los minerales secundarios de esta población, el más abundante es la illita, llegando a tener un 9% de la muestra. En la segunda población la illita puede llegar a tener un porcentaje del 64%, aunque su media se encuentra en el 30%. El cuarzo y el feldespato se presentan entre un 20 y un 30%. Los demás minerales presentes en esta población no se presentan en más de un 10%.

3.3.2.4. Formación Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos

En esta unidad se han analizado 14 muestras (TOR-5, COR-7, TOR-6, MT-6, CE, ME, LIC-7, LIC-8, MT-7, TOR-8, TOR-10, COR-11, MT-13, COR-15 y MT-15) (Anexo III), concretamente en el Sector Central.

En esta unidad predominan moscovita, illita, calcita y la dolomita sobre cualquier otro mineral. De manera secundaria aparecen las asociaciones de cuarzo, feldespato y plagioclasa, así como asociaciones de filosilicatos como biotita, esmectita, montmorillonita y clorita. Presenta hematites aunque no con mucha frecuencia. La caolinita ha desaparecido en su totalidad y el feldespato es mucho más escaso que en las otras unidades. En casi todas las muestras, aunque con unos porcentajes muy bajos hay yeso, anhidrita y carnalita.

Los porcentajes de los minerales principales son entre el 80 y el 25%. La media se encuentra alrededor del 40%. De estos minerales la moscovita presenta los porcentajes más altos, seguida por la calcita, la illita y la dolomita. Los minerales secundarios suelen tener unos porcentajes alrededor del 15% y los minoritarios no superan el 10%.

3.3.3. Conclusiones

Los resultados obtenidos en el estudio mineralógico se muestran en la Fig. 3.16.:

Las unidades basales presentan una gran abundancia de moscovita, illita, cuarzo y feldespato. Considerando por separado cada mineral se aprecia que la moscovita está presente en todas las formaciones analizadas, aunque disminuye de manera importante en la Fm. Lutitas y yesos de Valderromán. La illita está en todas las formaciones y mantiene su contenido en todas ellas.

Tanto el feldespato como el cuarzo disminuyen de base a techo y desde el W hacia el E de las unidades. Son minerales abundantes, junto con la moscovita y la illita, en la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón y en la Fm. Lutitas Versicolores de Atalaya. En la Fm. Riofresnos estos dos minerales disminuyen en porcentaje. En la Fm. Valderromán tienen porcentajes similares a los yesos.

En cuanto a los carbonatos (calcita, dolomita y siderita) van aumentando en contenido desde la Fm. Cuevas de Ayllón hacia techo, en la Fm. Valderromán. También presentan mayor porcentaje desde el E hacia el W, en la Fm Riofresnos en la zona de Cuevas de Ayllón.

El conjunto de los datos se puede interpretar como evidencias de procesos de herencia, transformación y neoformación en la cuenca. La illita, la moscovita, y parte de las cloritas serían heredadas de los relieves que se erosionan en los alrededores de esta cuenca. La clorita y las

esmeditas, así como algunas illitas se originarían por rejuvenecimiento y por transformación. Algunas esmeditas y la sepiolita estarían neoformadas. Las hematites se originarían por meteorización de rocas ferruginosas.

La caolinita, aun siendo un mineral minoritario, presenta importantes variaciones. Es más común en las formaciones Cuevas de Ayllón y Atalaya, mientras que es muy escasa en la Fm. Riofresnos y desaparece en la Fm. Valderromán. La desaparición de la caolinita y la aparición de esmeditas han sido interpretadas como un aumento de la aridez del clima (Barshad, 1966; Saleh *et al.*, 1999).

En relación a la aparición de cloritas y esmeditas en la Fm. Riofresnos y sobre todo, en la Fm. Valderromán, Bastida *et al.* (1987) afirman, para el *Keuper* de Valencia, que el cambio de las asociaciones de minerales, sobre todo el desarrollo de clorita-esmedita, se debe al confinamiento progresivo de los materiales en la cuenca.

Los resultados del estudio de la difracción de rayos x realizado en este trabajo es similar a los resultados obtenidos por Castaño *et al.* (1987) de las unidades descritas por Ortí (1974) en Levante. Describen una evolución muy similar a la estudiada respecto a minerales como cuarzo, illita, calcita, dolomita, yeso, etc.

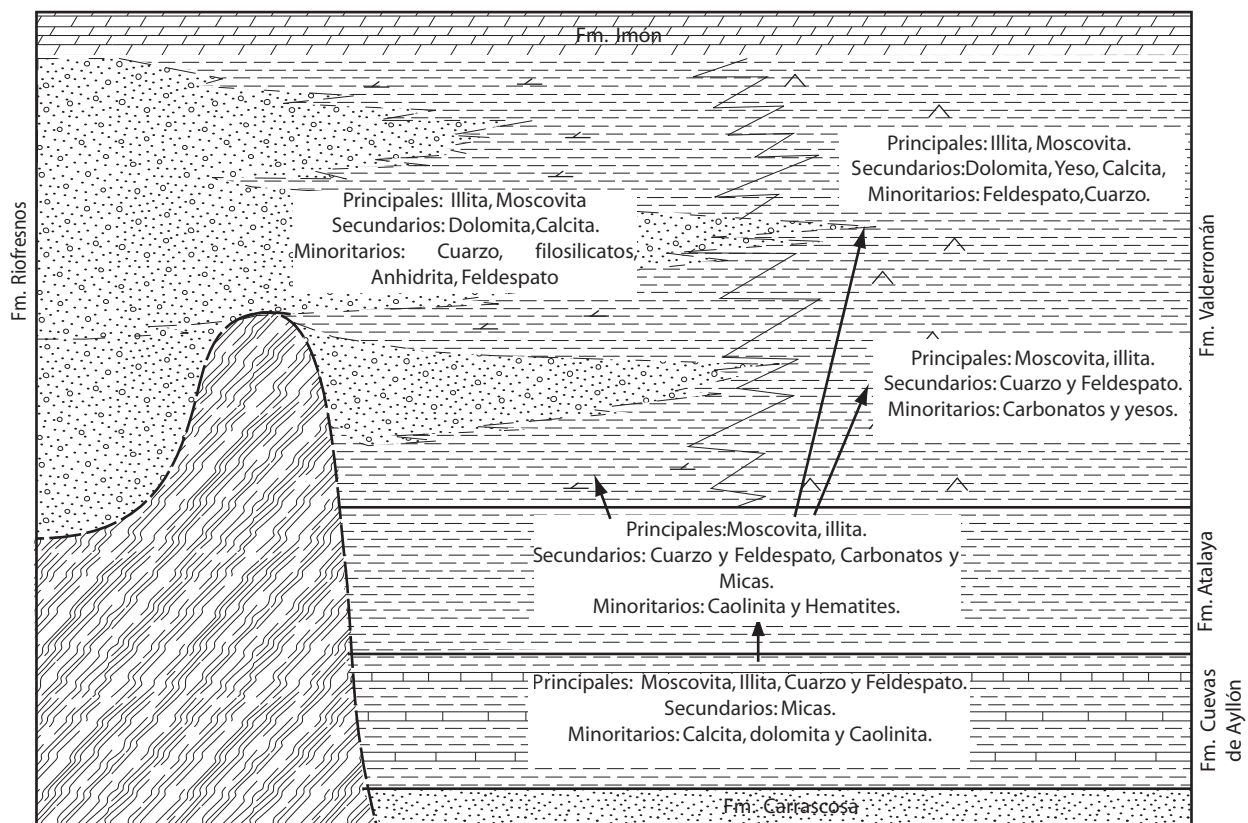


Fig.3.16. Distribución de los minerales, obtenidos con RX, en las distintas unidades y su evolución.

3.4. Cronoestratigrafía

3.4.1. Introducción.

Los problemas cronoestratigráficos que plantea el Triásico son siempre difíciles de resolver (Virgili *et al.*, 1977), sobre todo en las regiones con facies detríticas y continentales, donde el hallazgo de restos fósiles es complejo. En los sedimentos del Triásico estudiados en este trabajo es importante destacar la escasez de restos fósiles con valor cronoestratigráfico. Normalmente, los restos de vida que se encuentran son trazas de actividad, como huellas y pistas, algunos fragmentos de vegetales, etc. Por lo tanto ha sido necesario recurrir al análisis palinológico de facies finas y no oxidadas, presentes en estos depósitos, ya que es el método más fiable para obtener la cronoestratigrafía de estas zonas de depósitos detríticos. En este punto se pretende exponer los datos palinológicos obtenidos en la zona de estudio, para la parte media y superior del Triásico.

Los antecedentes de estudios palinológicos más relevantes para el área de estudio son los trabajos de: (Hernando *et al.*, 1977; Virgili *et al.*, 1977; Hernando, 1980; Hernando, 1980; Vázquez, 1981). También se han realizado en áreas adyacentes de la Cordillera Ibérica por Doubinger *et al.* (1978), Sopena (1979), Ramos (1979), López (1985), Pérez-Arlucea (1985), García-Gil (1990), García-Gil *et al.* (2005), etc. En el resto del Triásico de la Península Ibérica destacan los trabajos de Calvet *et al.* (1987).

En el área de estudio se muestrearon 50 niveles. Las muestras palinológicas fueron preparadas en el Dpto. de Estratigrafía de la UCM. Los esporomorfos se extrajeron mediante el método palinológico clásico (Phipps y Playford, 1984 y Batten, 1999), que consiste en un tratamiento ácido de los sedimentos con HCl, HF y HNO₃, a altas temperaturas, seguido de un proceso de concentración del residuo resultante a través de tamices de distinta luz de malla (500, 250, 75, 50 y 12 µm). Posteriormente, las muestras se montaron con glicerogelatina sobre una lámina transparente. La identificación y clasificación del contenido palinológico de las muestras ha sido realizado por el Dr. Barrón, de Instituto Geológico y Minero de España (IGME), con la ayuda de un microscopio óptico Leitz Laborlux D.

De todo el conjunto de las cincuenta muestras tratadas, en ocho se ha encontrado material palinológico con distintos grados de maduración y conservación de la materia orgánica. Estas muestras se recogieron a lo largo de los tres sectores, en material lutítico gris y negro, aunque solo en el Sector Central y Suroriental se han obtenidos resultados positivos. En el Sector Noroccidental algunas muestras como Honrubia-Techo no presenta miosporas, únicamente restos fúngicos y cuticulares, por lo que no es posible asignarles ninguna edad concreta. Las muestras seleccionadas se han recogido en las columnas de Cuevas de Ayllón (Anexo I, Fig.A1-19c), Atalaya (Anexo I, Fig. A1-25b), Cañicera (Anexo I, Fig. A1-26b), Condemios de Abajo (Anexo I, Fig.A1-32b), Cerro Muela (Albendiego) (Anexo I, Fig.A1-34d) y Miedes de Atienza (Cerro del Castillos) (Anexo I, Fig.A1-35b y 35c).

Para la determinación de los palinomorfos se han utilizado los textos clásicos de Leschik (1956), Klaus (1964); Mädlar (1964) y Scheuring (1970, 1978). Para la datación estratigráfica se han considerado los textos de Visscher y Brugman (1981) y Schulz y Heunisch (2005).

3.4.2. Descripción de las muestras.

3.4.2.1. Formación Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón: Muestras ATA-4 y CAN-45

La muestra ATA-4 fue recogida en la “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” en un nivel de lutitas grises de 4.0 m. de potencia. Este nivel se localiza entre dos niveles de dolomías ocreas, algo arenosas (Anexo I, Fig.A1-25b).

La muestra ATA-4 contiene: *Converrucosisporites tumulosus* (Leschick, 1956) Roghi, 2004, *Sellaspora rugoverrucata* Van der Eem, 1983, *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson, *Inaperturopollenites* sp., *Enzonalasporites vigens* Leschick, 1956, *Enzonalasporites* sp., *Patinasporites densus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Pseudoenzonallasporites summus* Scheuring, 1970, *Duplicisporites granulatus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschik, 1956, *Camerosporites secatus* Leschik, 1956, *Partitisporites maljawkinae* Klaus, 1960, *Partitisporites quadruplicis* Scheuring, 1970, *Paracirculina tenebrosa* Scheuring, 1970, *Praecirculina granifer* (Leschik, 1956) Klaus, 1960, *Alisporites* sp., *Chordasporites* sp., *Ellipsovelatisporites* sp., *Microcachryidites fastidioides* (Jansonius) Klaus, *Ovalipollis pseudoalatus* (Krutzsch, 1955) Schuurman, 1976, *Triadispora* cf. *plicata* Klaus, 1964 emend. Scheuring 1978, *Triadispora sulcata* Scheuring 1978, *Triadispora* sp., *Vitreisporites pallidus* y Bisacados indeterminados. En esta muestra destaca la presencia de *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson con un 30% y *Camerosporites secatus* Leschik, 1956 con un 16%. (Tabla 2.1 y Tabla 2.2)

La muestra CAN-45 fue recogida en la “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” en un nivel de lutitas grises de 0.6 m. de potencia (Anexo I, Fig.A1-19c). Este nivel se localiza entre dos niveles de arcosas dolomíticas ocreas. Se corresponderían con depósitos de llanura lutítica con zonas esporádicamente encharcadas.

La muestra CAN-45 contiene: *Leschikisporis aduncus* (Leschick, 1955) Potonié 1958, *Rugulatisporites mesozoicus* Mädlar, 1964, *Cycadopites* sp., *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson, *Accinctisporites* sp., *Enzonalasporites vigens* Leschick, 1956, *Enzonalasporites obliquus* Leschick 1955, *Enzonalasporites tenuis* Leschick, 1955, *Enzonalasporites* sp., *Guthoerlisporites* sp., *Patinasporites densus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Patinasporites* sp., *Pseudoenzonallasporites summus* Scheuring, 1970, *Duplicisporites granulatus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschik, 1956, *Camerosporites secatus* Leschik, 1956, *Partitisporites maljawkinae* Klaus, 1960, *Partitisporites quadruplicis* Scheuring, 1970, *Praecirculina tenebrosa* Scheuring, 1970, *Paraecirculina granifer* (Leschik, 1956) Klaus, 1960, *Alisporites* sp., *Infernopollenites* sp., *Lunatisporites* sp., *Microcachryidites fastidioides* (Jansonius) Klaus, *Ovalipollis pseudoalatus* (Krutzsch, 1955) Schuurman, 1976, *Triadispora modesta* Scheuring 1970, *Triadispora* cf. *stabilis* Scheuring 1970 emend. Scheuring 1978, *Triadispora sulcata* Scheuring 1978, *Triadispora* sp., Circumpolen indeterminado. Esta muestra presenta un importante contenido polínico y destaca la presencia de *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson con un 39%. (Tabla 3.1 y Tabla 3.2)

3.4.2.2. Formación Lutitas Versicolores de Atalaya: Muestras CON-ABA-5 y MIED-5.

La muestra CON-ABA-5 fue recogida en la “Fm. Lutitas versicolores de Atalaya” en un nivel de lutitas grises de 1.0 m. de potencia (Anexo I, Fig.A1-33b). Está compuesto por una alternancia de lutitas y dolomías.

La muestra CON-ABA-5 contiene: *Concavisporites* sp., *Cycadopites* sp., *Eucommiidites microgranulatus* Scheuring, 1970, *Enzonalasporites* sp., *Patinasporites* sp., *Pseudoenzonalasporites summus* Scheuring, 1970, *Duplicisporites granulatus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschik, 1956, *Camerosporites secatus* Leschik, 1956, *Partitisporites maljawkinae* Klaus, 1960, *Paracirculina tenebrosa* Scheuring, 1970, *Praecirculina granifer* (Leschik, 1956) Klaus, 1960, *Alisporites* sp., *Microcachryidites fastidioides* (Jansonius) Klaus, *Triadispora* sp., *Vitreisporites pallidus*, Bisacados indeterminados, Circumpolen indeterminados. En esta muestra destaca la presencia de *Vallasporites ignacii* Leschik, 1956, con un 24% y de Bisacados indeterminados con un 27%. (Tabla 2.1 y Tabla 2.2)

La muestra MIED-5 fue recogida en la “Fm. Lutitas versicolores de Atalaya” en un nivel de dolomías lutíticas ocreas de 0.35 m. de potencia (Anexo I, Fig.A1-35b). Este nivel se localiza entre dos niveles de lutitas grises. Se corresponderían con depósitos encharchadas.

La muestra MIED-5 contiene: *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson, *Inaperturopollenites* sp., *Enzonalasporites tenuis* Leschick, 1955, *Enzonalasporites* sp., *Pseudoenzonalasporites summus* Scheuring, 1970, *Duplicisporites granulatus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschik, 1956, *Camerosporites secatus* Leschik, 1956, *Partitisporites quadruplicis* Scheuring, 1970, *Triadispora* sp., Espora trilete indeterminados, Circumpolen indeterminados y Bisacados indeterminados. En esta muestra destaca la presencia de *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson con un 22%, *Camerosporites secatus* Leschik con un 17%, y Circumpolen indeterminados con un 48 %. (Tabla 3.1 y Tabla 3.2)

3.4.2.3. Formación Lutitas y yesos de Valderromán: Muestras MIED-11, CAÑ-5, MUE-II-T y CAS-II.

La muestra MIED-11 fue recogida en la “Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán” en un nivel de lutitas grises de 2.5 m. de potencia (Anexo I, Fig. A1-35b). Este nivel se localiza entre dos niveles de costras dolomíticas.

La muestra MIED-11 contiene: *Converrucosisporites tumulosus* (Leschick, 1956) Roghi, 2004, *Sellaspora rugoverrucata* Van der Eem, 1983, *Uvaesporites* sp., *Cycadopites* sp., *Eucommiidites microgranulatus* Scheuring, 1970, *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson, *Inaperturopollenites* sp., *Enzonalasporites vigen* Leschick, 1956, *Enzonalasporites*

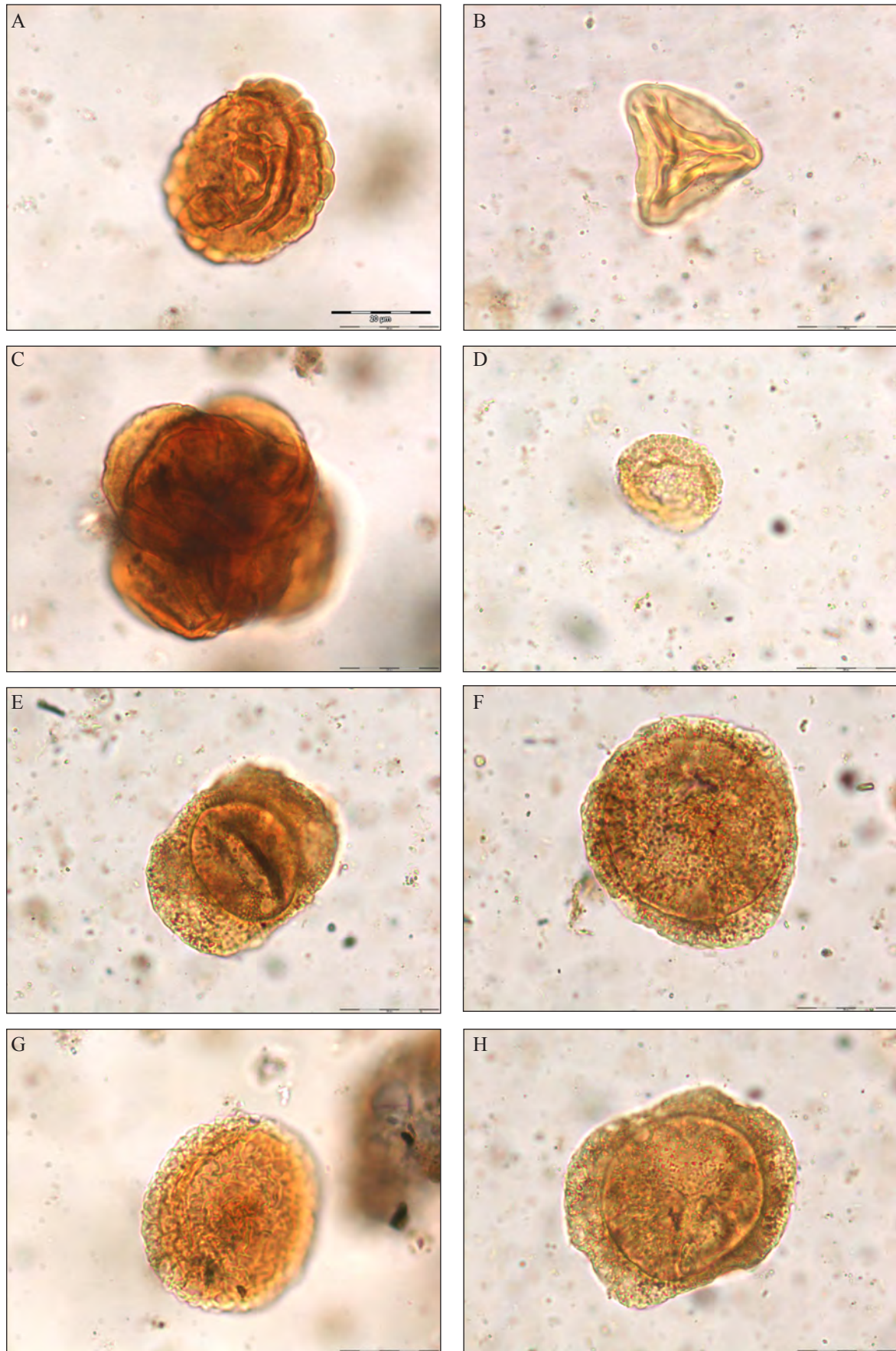


Fig. 3.17. Registro palinológico para el Carniense. (A) *Camerosporites secatus*, (B) *Concavisporites* sp., (C) *Partitisporites quadruplices*, (D) *Praecirculina granifer*, (E) *Triadispota sulcata*, (F) *Enzonalasporites*, (G) *Vallasporites* y (H) *Triadispota* cf. *Boelchii*. Escala gráfica 20 µm.

tenuis Leschick, 1955, *Enzonalasporites* sp., *Patinasporites densus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Pseudoenzonalasporites summus* Scheuring, 1970, *Duplicisporites granulatus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschick, 1956, *Camerosporites secatus* Leschick, 1956, *Partitisporites maljawkinae* Klaus, 1960, *Partitisporites quadruplicis* Scheuring, 1970, *Paracirculina tenebrosa* Scheuring, 1970, *Praecirculina granifer* (Leschick, 1956) Klaus, 1960, *Alisporites* sp., *Ellipsovelatisporites* sp., *Microcachryidites fastidioides* (Jansonius) Klaus, *Triadispora* cf. *stabilis* Scheuring 1970 emend. Scheuring 1978, *Triadispora sulcata* Scheuring 1978, *Triadispora* sp., *Vitreisporites pallidus*, Circumpolen indeterminados y Bisacados indeterminados. En esta muestra destaca la presencia de bisacados indeterminados con un 13% y circumpolen indeterminados con un 30 %. (Tabla 2.1 y Tabla 2.2)

La muestra MUE-II-T fue recogida en la “Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán” en un nivel de lutitas verdosas de 0.50 m. de potencia (Anexo I, Fig. A1-34d). Este nivel se localiza entre dos niveles de dolomías ocreas, tableadas. Se corresponderían con depósitos de llanura lutítica.

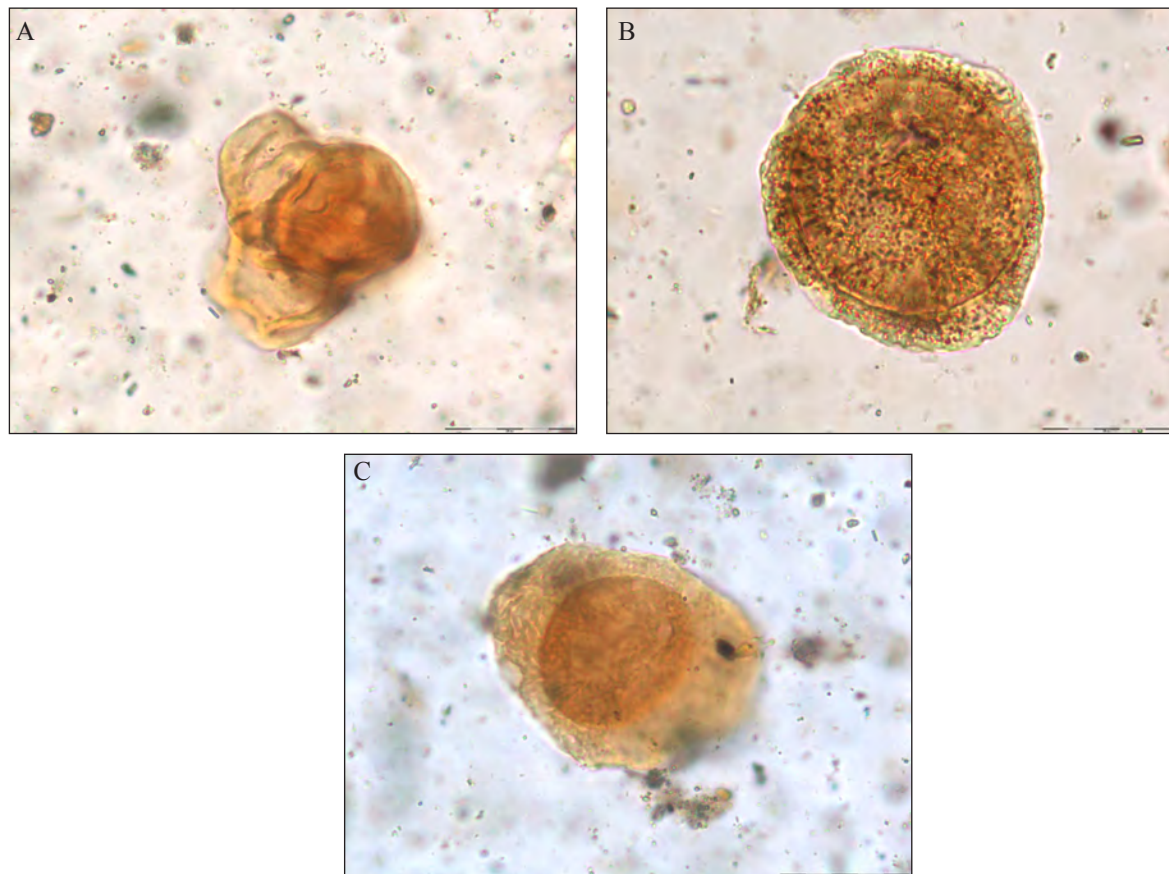


Fig. 3. 18. Registro palinológico para el Noriense. (A) *Classopollis*, (B) *Enzonalasporites* C) *Monosacados* indeterminados. Escala 20 μ m.

La muestra MUE-II-T contiene: *Concavisporites* sp., *Todisporites* sp., *Uvasporites* sp., *Cycadopites* sp., *Accinctisporites* sp., *Enzonalasporites vigens* Leschick, 1956, *Patinasporites densus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Pseudoenzonalasporites summus* Scheuring, 1970, *Zonalasporites* sp., *Duplicisporites granulatus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschick, 1956, *Doubingerispora* sp., *Camerosporites secatus* Leschick,

1956, *Partitisporites maljawkinae* Klaus, 1960, *Partitisporites quadruplicis* Scheuring, 1970, *Paracirculina* sp., *Praecirculina granifer* (Leschik, 1956) Klaus, 1960, *Alisporites* sp., *Parvisaccites triassicus* Scheuring 1978, *Triadisporea* cf. *boelchii* Scheuring 1970, *Triadisporea sulcata* Scheuring 1978, *Triadisporea* sp., *Vitreisporites pallidus*, Circumpolen indeterminados y Bisacados indeterminados. (Tabla 3.1 y Tabla 3.2)

La muestra CAÑ-5 fue recogida en la “Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán” en un nivel de lutitas grises y rojas de 5.0 m. de potencia (Anexo I, Fig. A1-26b). Este nivel se localiza entre un tramo de dolomías ocreas a base y un nivel de areniscas lutíticas rojas. Se corresponderían con depósitos de llanura lutítica.

La muestra CAÑ-5 contiene: *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, 1954, *Eucommiidites* sp., *Inaperturopollenites orbicularis* Nilsson, *Inaperturopollenites* sp., *Enzonasporites vigens* Leschick, 1956, *Enzonasporites tenuis* Leschick, 1955, *Enzonasporites* sp., *Patinasporites densus* Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970, *Pseudoenzonasporites summus* Scheuring, 1970, *Vallasporites ignacii* Leschik, 1956, *Camerosporites secatus* Leschik, 1956, *Partitisporites quadruplicis* Scheuring, 1970, *Praecirculina granifer* (Leschik, 1956) Klaus, 1960, *Alisporites* sp., *Ellipsovelatisporites rugosus* Scheuring, 1970, *Lunatisporites* sp., *Triadisporea sulcata* Scheuring 1978, *Triadisporea* sp., *Vitreisporites pallidus*, Bisacados indeterminados y Circumpolen indeterminados. En esta muestra destaca la presencia de Bisacados indeterminados con un 20% y Circumpolen indeterminados con un 34 %. (Tabla 3.1 y Tabla 3.2)

3.4.3. Conclusiones.

Las muestras CAN-45, CON-ABA-5, CAÑ-5, ATA-4, MIED-5, MIED-11, MUE-II-T deben ser atribuidas al **Carniense** por las asociaciones registradas que se encuentran tipificadas por: *Partitisporites quadruplices* y *P. maljawkinae*. La primera especie es característica del Carniense. *P. quadruplices* aparece por primera vez en la base del Carniense (Fm. Grabfeld, Alemania) llegando hasta el Tuvaliense en los Alpes (Fig. 3.17.).

P. maljawkinae no se encuentra presente en la base del Carniense. Según Visscher y Brugman (1981), es una especie exclusiva del Julianiense. Sin embargo, Schulz, y Heunisch (2005) la encuentran en la Fm. Stuttgart (Carniense inferior/medio?? del sur de Alemania), registrándola hasta el Noriense en este área.

A partir de los datos proporcionados por Visscher y Brugman (1981), la presencia de *Pseudoenzonasporites summus* en todas las muestras estudiadas con excepción de la CAS-II, indicaría para éstas una edad Carniense superior (**Tuvaliense**). Sin embargo esta especie se ha citado tanto en el **Julianiense** como en el **Tuvaliense** de los Alpes Julianos (Roghi, 2004), por lo que no podemos concretar la edad de las muestras que podrían atribuirse tanto al Julianiense como al Tuvaliense. La presencia de *Pseudoenzonasporites summus* junto a *Ricciisporites tuberculatus* podría atribuir la muestra CAÑ-5 al Tuvaliense (Fig. 3.17.).

La muestra CAS-II presenta palinomorfos en mal estado de conservación, con la exina degradada. En ésta se han hallado fundamentalmente granos de polen bisacado indeterminable y un conjunto de ejemplares dispersados unitariamente que no se pueden atribuir claramente al grupo de los circumpólenes o al de los inaperturados. La presencia de tétradas semejantes a las que presenta el género *Classopollis* podría, si se hallaran ejemplares bien conservados, ser indicativa de una edad **Noriense** para esta muestra, ya que en ella aparecerían este tipo de granos y ejemplares monosacados que quizá podrían referirse a especies de los géneros *Accintisporites*, *Zonalasporites* o *Enzonalasporites* (Fig. 3.18.)

Por lo tanto a la “Formación Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón”, con las muestras CAN-45 y ATA-4, se le atribuye al Ladiniense Superior-Carniense por las asociaciones registradas que presentan *Praecirculina granifer*, *Vallasporites ignacii*, *Patinasporites densus*, *Enzonalasporites sp.*, *Praecirculina quadruplices* y *P. maljawkinae*. La presencia de esta última especie (*P. maljawkinae*) parece indicar una edad Julianiense a las muestras: CAN-45, que nos indicaría la posible edad del techo de la unidad.

La “Formación Lutitas Versicolores de Atalaya”, con las muestras CON-ABA-5 y MIED-5 se atribuye al Carniense por las asociaciones registradas, que presentan *Praecirculina granifer*, *Vallasporites ignacii*, *Patinasporites densus*, *Enzonalasporites sp.*, *Praecirculina quadruplices* y *P. maljawkinae*. La presencia de esta última especie (*P. maljawkinae*) parece indicar una edad Julianiense para ambas muestras.

La “Formación Lutitas y yesos de Valderromán”, con las muestras MIED-11, CAÑ-5, MUE-II-T y CAS-II debe ser atribuida al Carniense Medio-Superior y al Noriense. MIED-11, CAÑ-5, MUE-II-T presentan una edad Carniense por las asociaciones registradas que presentan *Praecirculina granifer*, *Vallasporites ignacii*, *Patinasporites densus*, *Enzonalasporites sp.*, *Praecirculina quadruplices* y *P. maljawkinae*. La presencia de esta última especie (*P. maljawkinae*) parece indicar una edad Julianiense para todas ellas. A partir de los datos proporcionados por Visscher y Brugman (1981), la presencia de *Pseudoenzonalasporites summus*, indicaría para estas muestras una edad Carniense superior (**Tuvaliense**). Roghi (2004), sin embargo, cita esta especie tanto en el **Julianiense** como en el **Tuvaliense** de los Alpes Julianos. La ausencia de ésta junto a la presencia de *Riciisporites tuberculatus*, podría atribuir la muestra CAÑ-5 al Tuvaliense.

La muestra CAS-II contiene: *Inaperturopollenites sp.*, *Paracirculina sp.*, cf. *Classopollis sp.*, *Alisporites sp.*, *Vitreisporites pallidus*, Monosacados indeterminados, Circumpolen indeterminados y Bisacados indeterminados. La presencia de tétradas semejantes a las que presenta el género *Classopollis* podría, si se hallaran ejemplares bien conservados, ser indicativa de una edad **Noriense**. (Tabla 3.1 y Tabla 3.2)

Estos resultados concuerdan con los obtenidos por Hernando (1977) con ciertas mínimas variaciones para esta misma región. Este autor afirma que puede aplicarse una edad Carniense a la unidad F, que posteriormente nombra como “Lutitas de Cuevas de Ayllón”, al tránsito entre la unidad F y G, que posteriormente nombra como “Lutitas de Valderromán” y la parte inferior de G. A la parte superior de G le atribuye una edad Noriense., por la ausencia de *Camerosporites*

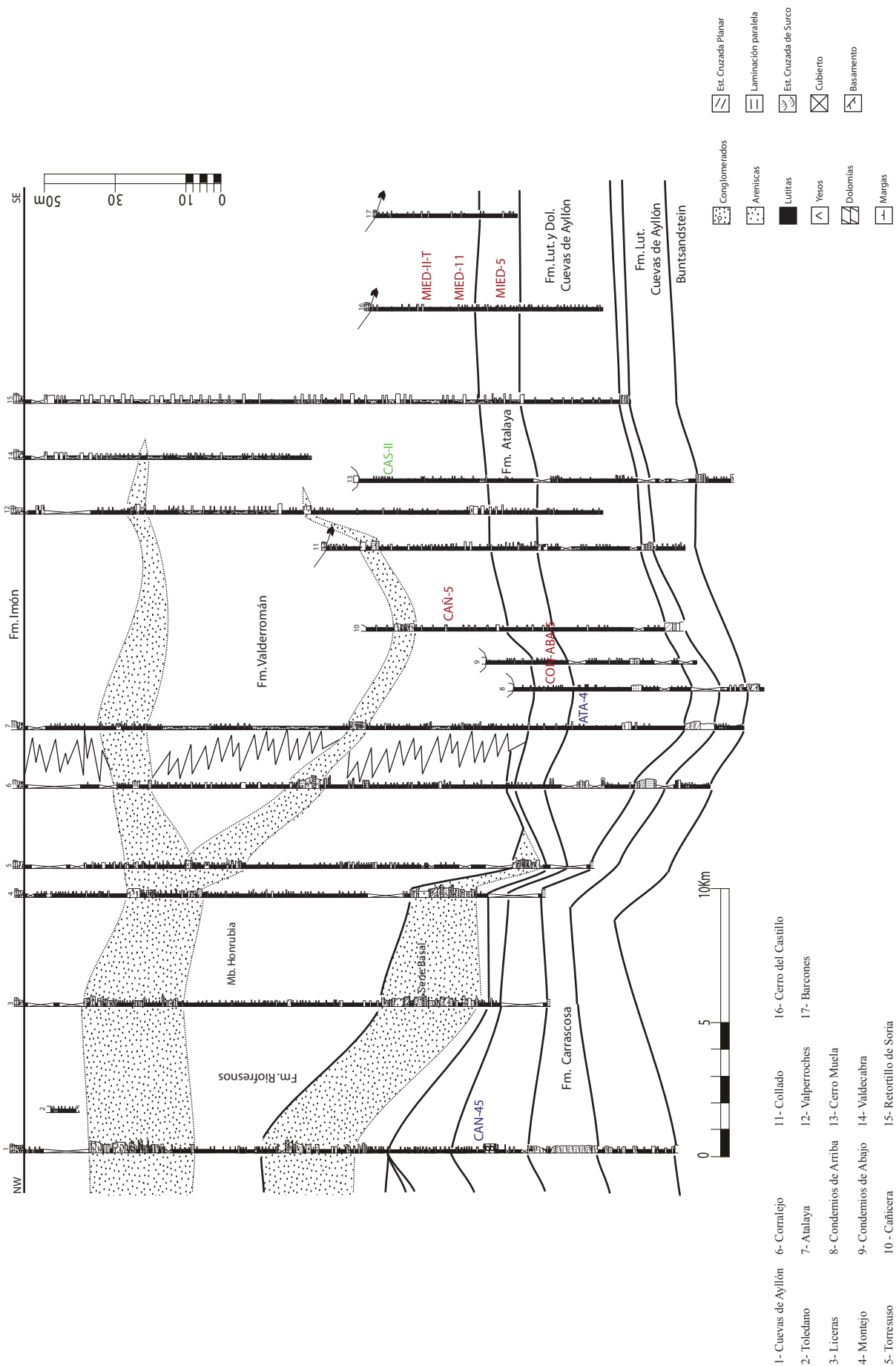


Fig. 3. 19. Diagrama de la correlación de los sectores Central y Sureste con la localización de las muestras de polen descritas.

secatus, *Enzonasporites*, *Patinasporites* e *Inaperturopollenites* (Adloff *et al.*, 1977).

La unidad “Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” muestra una edad similar o algo más joven de lo que se define para las unidades equivalentes al E de la Cordillera Ibérica, donde se define una edad Ladiniense-Carniense para las “Dolomías, margas y calizas de Royuela” (García-Gil, 2005). Las siguientes unidades ya sí son descritas como Carniense y Noriense en otras regiones. La localización geográfica y litológica de las diferentes muestras con contenido polínico se ha representado en la figura 3.19.

Tabla 3.1. Presencia de Taxones

Taxones descritos	Muestras	C O N - ABA-5	ATA-4	CAN-5	MIED - 11	MIED - 5	CAN- 45	MUE-II	CAS-II
<i>Concavisporites</i> sp.		x						x	
<i>Converrucosporites tumulosus</i> (Leschick, 1956) Roghi, 2004			x		x				
<i>Leschikisporis aduncus</i> (Leschick, 1955) Potonié 1958							x		
<i>Sellasporea rugoverrucata</i> Van der Eem 1983			x		x				
<i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad, 1954				x					
<i>Rugulatisporites mesozoicus</i> Mädlar, 1964							x		
<i>Todisporites</i> sp.								x	
<i>Uvaesporites</i> sp.					x			x	
<i>Espora trilete indeterminada</i>						x			
<i>Cycadopites</i> sp.		x			x		x	x	
<i>Eucommiidites microgranulatus</i> Scheuring, 1970		x			x				
<i>Eucommiidites</i> sp.				x					
<i>Inaperturopollenites orbicularis</i> Nilsson			x	x	x	x	x		
<i>Inaperturopollenites</i> sp.			x	x	x	x			x
<i>Accinctisporites</i> sp.							x	x	
<i>Enzonalasporites vigens</i> Leschick, 1956			x	x	x		x	x	
<i>Enzonalasporites obliquus</i> Leschick 1955							x		
<i>Enzonalasporites tenuis</i> Leschick, 1955				x	x	x	x		
<i>Enzonalasporites</i> sp.		x	x	x	x	x	x		
<i>Guthoerlisporites</i> sp.							x		
<i>Patinasporites densus</i> Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970			x	x	x		x	x	
<i>Patinasporites</i> sp.		x					x		
<i>Pseudoenzonalasporites summus</i> Scheuring, 1970		x	x	x	x	x	x	x	
<i>Zonalasporites</i> sp.								x	
<i>Monosacado</i> indet.									x
<i>Duplicisporites granulatus</i> Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970		x	x		x	x	x	x	
<i>Vallasporites ignacii</i> Leschick, 1956		x	x	x	x	x	x	x	
<i>Doubingerispora</i> sp.								x	
<i>Camerosporites secatus</i> Leschick, 1956		x	x	x	x	x	x	x	
<i>Partitisporites maljawkinae</i> Klaus, 1960		x	x		x		x	x	
<i>Partitisporites quadruplicis</i> Scheuring, 1970			x	x	x	x	x	x	
<i>Paracirculina tenebrosa</i> Scheuring, 1970		x	x		x		x		
<i>Paracirculina</i> sp.								x	x
<i>Praecirculina granifer</i> (Leschick, 1956) Klaus, 1960		x	x	x	x		x	x	
cf. <i>Classopollis</i> sp.									x
<i>Circumpolen</i> indet.		x		x	x	x	x	x	x
<i>Alisporites</i> sp.		x	x	x	x		x	x	x
<i>Chordasporites</i> sp.			x						
<i>Ellipsovelatisporites rugosus</i> Scheuring, 1970				x					
<i>Ellipsovelatisporites</i> sp.			x		x				
<i>Infernopollenites</i> sp.							x		
<i>Lunatisporites</i> sp.				x			x		
<i>Microcachryidites fastidioides</i> (Jansonius) Klaus		x	x		x		x		
<i>Ovalipollis pseudoalatus</i> (Krutzsch, 1955) Schuurman, 1976			x				x		
<i>Parvisaccites triassicus</i> Scheuring 1978								x	
<i>Triadispora modesta</i> Scheuring 1970							x		
<i>Triadispora</i> cf. <i>boelchii</i> Scheuring 1970								x	
<i>Triadispora</i> cf. <i>plicata</i> Klaus, 1964 emend. Scheuring 1978			x						
<i>Triadispora</i> cf. <i>stabilis</i> Scheuring 1970 emend. Scheuring 1978					x		x		
<i>Triadispora sulcata</i> Scheuring 1978			x	x	x		x	x	
<i>Triadispora</i> spp.		x	x	x	x	x	x	x	
<i>Vitreisporites pallidus</i>		x	x	x	x			x	x
<i>Bisacados</i> indet.		x	x	x	x	x		x	x

Tabla 3.2. Número de taxones y porcentajes

Taxones descritos	Muestras	C O N - ABA-5	ATA-4	C A Ñ - 5	MIED- 11	MIED- 5	CAN- 45	MUE- II-T	C A S - II
<i>Concavisporites</i> sp.		1	0	0	0	0	0	1	0
<i>Converrucosporites tumulosus</i> (Leschick, 1956) Roghi, 2004		0	1	0	1	0	0	0	0
<i>Leschikisporis aduncus</i> (Leschick, 1955) Potonié 1958		0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Sellaspora rugoverrucata</i> Van der Eem, 1983		0	1	0	1	0	0	0	0
<i>Ricciisporites tuberculatus</i> Lundblad, 1954		0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Rugulatisporites mesozoicus</i> Mädlar, 1964		0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Todisporites</i> sp.		0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Uvaesporites</i> sp.		0	0	0	4	0	0	1	0
<i>Espora trilete indeterminada</i>		0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Cycadopites</i> sp.		4	0	0	1	0	1	1	3
<i>Eucommiidites microgranulatus</i> Scheuring, 1970		3	0	0	1	0	0	0	0
<i>Eucommiidites</i> sp.		0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Inaperturopollenites orbicularis</i> Nilsson		0	143	25	39	73	155	0	0
<i>Inaperturopollenites</i> sp.		0	31	19	15	6	0	0	21
<i>Accinctisporites</i> sp.		0	0	0	0	0	16	28	0
<i>cf. Classopollis</i> sp.		0	0	0	0	0	0	0	10
<i>Enzonalasporites vigens</i> Leschick, 1956		0	43	7	9	0	11	1	0
<i>Enzonalasporites obliquus</i> Leschick 1955		0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Enzonalasporites tenuis</i> Leschick, 1955		0	0	43	13	1	4	0	0
<i>Enzonalasporites</i> sp.		7	18	9	39	3	28	0	0
<i>Guthoerlisporites</i> sp.		0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Patinasporites densus</i> Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970		0	4	13	27	0	2	23	0
<i>Patinasporites</i> sp.		6	0	0	0	0	2	3	0
<i>Pseudoenzonalasporites summus</i> Scheuring, 1970		25	23	17	16	1	20	1	0
<i>Duplicisporites granulatus</i> Leschick, 1956 emend. Scheuring, 1970		5	12	0	10	6	5	1	0
<i>Vallasporites ignacii</i> Leschik, 1956		83	18	3	9	2	9	7	0
<i>Doubingerispora</i> sp.		0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Camerosporites secatus</i> Leschik, 1956		22	78	24	18	55	27	14	0
<i>Paracirculina maljawkinae</i> Klaus, 1960		1	1	0	1	0	3	0	0
<i>Paracirculina quadruplicis</i> Scheuring, 1970		0	5	4	5	1	10	11	0
<i>Paracirculina tenebrosa</i> Scheuring, 1970		14	4	0	1	0	1	0	0
<i>Paracirculina</i> sp.		0	0	0	0	0	0	10	3
<i>Parvisaccites</i> sp.		0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Praecirculina granifer</i> (Leschik, 1956) Klaus, 1960		24	11	3	11	0	6	64	0
<i>Zonalasporites</i> sp.		0	0	0	0	0	0	9	0
<i>Circumpolen indeterminados</i>		17	0	155	128	158	29	66	64
<i>Monosacado indeterminados</i>		0	0	0	0	0	0	0	5
<i>Alisporites</i> sp.		18	8	16	3	0	39	15	5
<i>Chordasporites</i> sp.		0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Ellipsovelatisporites rugosus</i> Scheuring, 1970		0	0	3	0	0	0	0	0
<i>Ellipsovelatisporites</i> sp.		0	9	0	1	0	0	0	0
<i>Infernopollenites</i> sp.		0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Lunatisporites</i> sp.		0	0	1	0	0	2	0	0
<i>Microcachryidites fastidioides</i> (Jansonius) Klaus		5	3	0	1	0	1	0	0
<i>Ovalipollis pseudoalatus</i> (Krutzsch, 1955) Schuurman, 1976		0	2	0	0	0	2	0	0
<i>Podocarpidites</i> sp.		0	0	0	0	0	0	3	0
<i>Protodiploxypinus</i> sp.		0	0	0	0	0	0	7	0
<i>Triadispora cf. boelchii</i> Scheuring 1970		0	0	0	0	0	0	1	
<i>Triadispora modesta</i> Scheuring 1970		0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Triadispora cf. plicata</i> Klaus, 1964 emend. Scheuring 1978		0	3	0	0	0	0	0	0
<i>Triadispora cf. stabilis</i> Scheuring 1970 emend. Scheuring 1978		0	0	0	1	0	2	0	0
<i>Triadispora sulcata</i> Scheuring 1978		0	3	7	1	0	5	2	0
<i>Triadispora</i> sp.		11	12	13	9	5	11	38	0
<i>Vitreisporites pallidus</i>		2	2	1	1	0	0	7	2
<i>Bisacados indet.</i>		92	41	92	55	18	0	173	9
Sumatorio		340	477	457	421	330	397	490	122

3.5. Paleomagnetismo

En este epígrafe se procederá a una revisión de los datos paleomagnéticos existentes en el área de estudio. Los datos aquí revisados proceden de los trabajos de Ruiz *et al.* (1998), Ruiz *et al.* (1999) y Rey y Díez (2000) para el Triásico del NW de la Cordillera Ibérica. Los datos paleomagnéticos y los resultados obtenidos en los análisis palinológicos permiten afinar las dataciones obtenidas para esta zona por Hernando (1977). Se han comparado los resultados paleomagnéticos de la región de estudio con los obtenidos por otros autores para el Triásico Superior tanto en la Península Ibérica como en otras regiones.

Las series continentales rojas, tanto pérmicas como triásicas, son series óptimas para la realización de estudios paleomagnéticos de la placa Ibérica. Como antecedentes de los estudios paleomagnéticos del Pérmico y el Triásico de la Cordillera Ibérica hay que destacar los trabajos de Turner *et al.* (1984) y Turner *et al.* (1989). Trabajos más recientes se han centrado en determinar la configuración de rotaciones estructurales de la Península Ibérica como (Rey *et al.*, 1992; Dinarés-Turell y Parés, 1996; Sanz de Galdeano *et al.*, 2001; Cruz *et al.*, 2002). Otros trabajos muy significativos en establecer el patrón para el Triásico en todo el mundo han sido los de Gallet *et al.* (1992, 1993, 1994, 1996, 2007), Hounslow (2007), Kent *et al.* (2005), Kent y Olsen (1997), Molina-Garza *et al.* (1991, 1993, 1996), Muttoni y Kent (1994), Muttoni *et al.* (1994, 1995, 1996, 1997, 2004) y Ogg (1995).

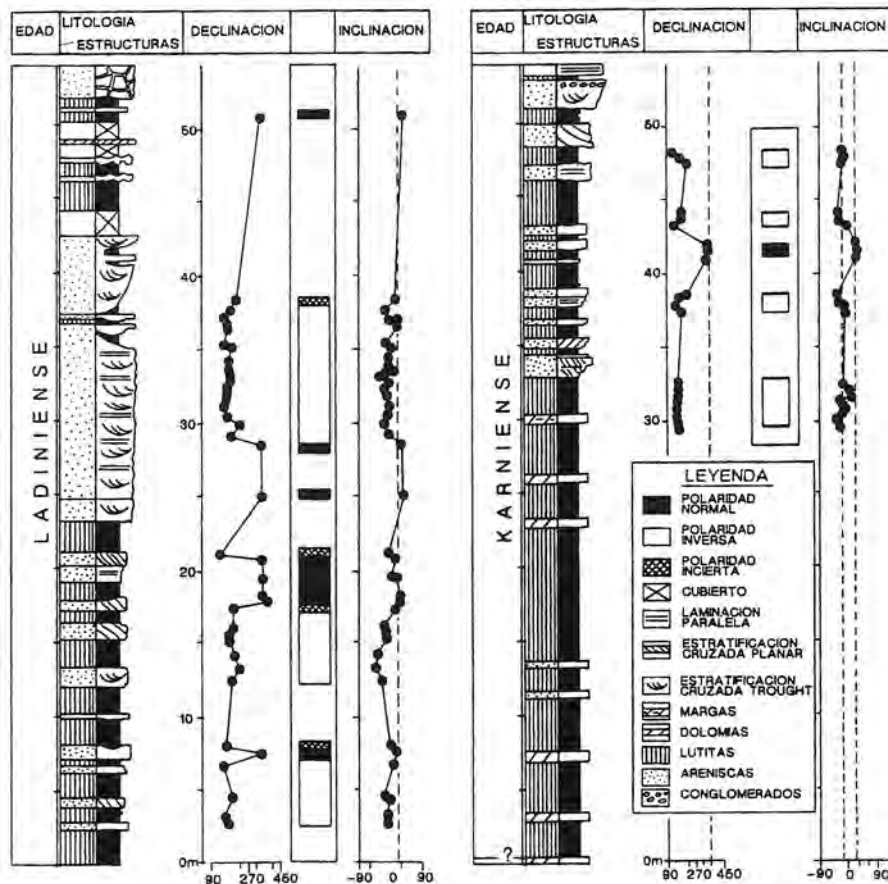


Fig. 3.20. Resultados magnetoestratigráficos, según Ruiz *et al.* (1999), para la sección de Cuevas de Ayllón (Triásico Medio-Superior). La columna de la izquierda (Ladiniense) continúa estratigráficamente en la columna de la derecha (Carniense).

En el área de estudio, el ya mencionado trabajo de Ruiz *et al.* (1999) se realizó bajo las siguientes condiciones: Se recogieron 123 muestras a lo largo de la sección de Cuevas de Ayllón. Se utilizó el método de desimanación térmica para tratar los componentes de magnetización de las rocas. Además de la remanencia estos autores midieron la susceptibilidad de las muestras después de cada paso de desimanación para controlar los cambios mineralógicos producidos en el horno. La desimanación térmica de la NRM se produce progresivamente hasta los 680 °C. La mayoría de las muestras presentan al menos dos componentes de magnetización térmica.

Ruiz *et al.* (1999) afirman que además de una componente entre 0 y 150° de dirección coincidente con el campo actual, existen otros dos componentes de alta temperatura: 1- La componente A, atribuible a minerales de baja coercitividad, y que no se destruye hasta los 575°-620°. Presenta polaridad normal y una dirección característica del Triásico Superior-Jurásico Inferior o del Cretácico Superior-Terciario. Por todo ello consideran a esta componente secundaria. 2- La componente B, de alta coercitividad y con una temperatura de desbloqueo de 680°, presenta tanto polaridades normales como inversas. Estos autores la consideran como la portadora de la magnetización característica triásica de estas rocas, estudiándose en ella la magnetoestratigrafía de la sección de Cuevas de Ayllón. Las direcciones medias en ambas polaridades pasan el test de inversión (McFadden y Lowes, 1981) al 95% de confianza.

Las principales conclusiones del trabajo de Ruiz *et al.* (1999) han sido: La intensidad de la NRM varía entre 0.25 y 8 mA/m y la susceptibilidad inicial entre 1 y 16×10^{-5} (S.I.). En la figura 3.20. se presenta la columna litoestratigráfica de Cuevas de Ayllón junto con la edad y los resultados paleomagnéticos obtenidos (Ruiz *et al.*, 1999), los cuales revelan una clara zonación magnética consistente con la posición estratigráfica de las muestras.

Ruiz *et al.* (1999) obtuvieron la siguiente dirección paleomagnética y la de su correspondiente polo paleomagnético (Declinación=351.6; Inclinación=21.6; $k=14.0$; $\alpha_{95}=4.6$; Latitud del Polo=58.9; Longitud del Polo=192.7; Paleolatitud=11.1). Estos datos son consistentes con la dirección esperada de la Ibérica en el Triásico medio y Superior (Parés y Dinares, 1994; Rey *et al.*, 1996 y Osete *et al.*, 1997).

Según estos autores para el Ladinense Superior se distinguieron doce grandes magnetozonas, cuatro de polaridad inversa y cuatro de polaridad normal y cuatro de polaridad incierta (Fig.3.20.). Esta distribución de la polaridad inversa obtenido está de acuerdo con los resultados magnetoestratigráficos de las secciones de Hydra, Grecia (Muttoni *et al.*, 1994, 1997). Es destacable la importancia de la polaridad inversa tanto en la parte inferior como media del Ladinense Superior, entre los 3 y 7 m, entre los 12 y los 16 m y entre los 29 y los 38 m.

Para el Carniense la columna magnetoestratigráfica obtenida tiene menor continuidad (Fig.3.20.). Sin embargo se reconocieron cinco magnetozonas: cuatro de polaridad inversa y una de polaridad normal. También en el Carniense se obtiene un amplio predominio de la polaridad inversa, de acuerdo con los trabajos de Muttoni *et al.* (1994, 1997). Esta polaridad se reconoce entre los 30 y 33 m, los 38 y 30,5, los 43 y 45 y del 47 al 49 m.

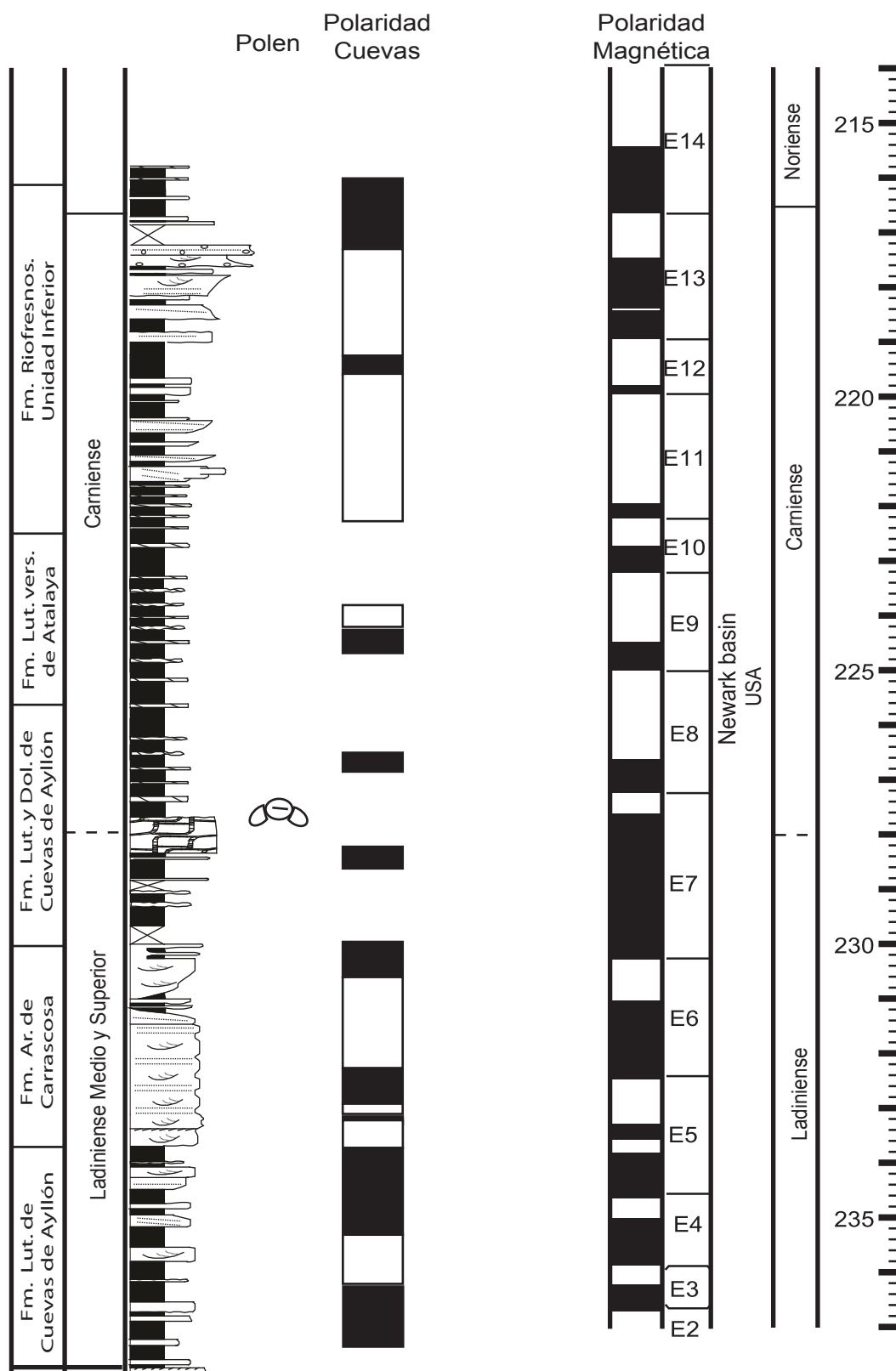


Fig. 3.21. Comparación de los datos paleomagnéticos obtenidos por Ruiz et al (1999) en la serie de Cuevas de Ayllón, con respecto a la serie de la Cuenca de Newark (USA) (TSCreator) (<http://stratigraphy.org>, 2008). Se incluye el polén obtenido en esta serie perteneciente a la base del Carniense.

A la columna paleomagnética obtenida por Ruiz *et al.* (1999) en Cuevas de Ayllón se han incorporado las distintas unidades y los datos palinológicos ampliados en este trabajo. Esta información se ha comparado con la serie de referencia mundial de la cuenca de Newark en Estados Unidos (Kent *et al.*, 1995). La sección de Newark se refiere a una escala de tiempo entre 232 y 202 millones de años. Asume una ciclicidad constante en sedimentos lacustres. Del Ladiniense Superior al Carniense Superior se han definido un total de 13 magnetozonas. Comparando ambos registros se aprecia una importante similitud, como se observa en la Figura (3.21.).

Con todos los datos paleomagnéticos y de contenido palinológico se propuso (Ruiz *et al.*, 1999) y se describe en este trabajo (Fig. 3.21) que la “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” y la “Fm. Areniscas de Carrascosa” pertenecerían al Ladiniense Medio y Superior. La “Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” se habría depositado al final del Ladiniense y principio del Carniense, aunque aparecen muchas discontinuidades en el registro magnético. La “Fm. Lutitas Versicolores de Atalaya” pertenecería al Carniense Inferior y Medio. La “Fm. Areniscas, conglomerados y lutitas de Riofresnos” se habría depositado en el Carniense Superior y a lo largo del Noriense. Los datos paleomagnéticos permiten confirmar que, dentro de esta “Formación Riofresnos”, la “Serie Basal” se correspondería con casi todo el Carniense Superior, mientras que el “Miembro Honrubia” se habría depositado en la parte más alta del Carniense Superior, suponiendo parte de su depósito durante el Noriense.

3.6. Correlación litoestratigráfica

3.6.1. Introducción

En este apartado se analizan las relaciones entre las unidades definidas anteriormente. Para ello se empleó toda la información obtenida en este trabajo en las campañas de campo y en el gabinete, así como la información bibliográfica disponible de la zona. El estudio y la disposición de estas secciones permiten establecer la distribución y forma del borde de cuenca en esta zona para el Triásico Medio y Superior (Figs. 3.22. y 3.23.)

3.6.2. Distribución de unidades en el área de estudio

En los tres sectores estudiados el Triásico se apoya discordante sobre el Ordovícico, aunque en el Sector Central puede apoyarse localmente sobre el Pérmico. En el Sector Central y Suroriental sobre el Paleozoico se apoyan las facies *Buntsandstein* del Triásico Inferior y Medio. Sobre estos materiales detríticos y de manera neta y concordante, comienzan las unidades descritas en este trabajo. En el Sector Noroccidental los materiales del Triásico Medio y Superior se apoyan directamente sobre el Paleozoico.

A continuación se describen las unidades establecidas y su distribución:

La Formación “Lutitas de Cuevas de Ayllón” está presente en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. La unidad que aparece en los sectores Central y Suroriental presenta una distribución bastante homogénea, aunque se observa un pequeño aumento de espesor en Cuevas de Ayllón y Miedes de Atienza. La unidad se apoya concordante sobre las “Areniscas y Lutitas de Termancia” (Hernando, 1977) última unidad del *Buntsandstein* de la zona, salvo en el área de Galve de Sorbe (prov. Guadalajara) donde se apoya en discordancia sobre el Paleozoico. A techo pasa mediante un contacto neto a la unidad “Areniscas de Carrascosa de Arriba”. (Figs. 3.22. y 3.23.)

La unidad “Areniscas de Carrascosa de Arriba” se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Su distribución es muy homogénea en la mayor parte del Sector Central, con un ligero aumento de espesor en Cuevas de Ayllón. Como se ha apuntado anteriormente su contacto es neto con la unidad “Lutitas de Cuevas de Ayllón”. Cabe destacar que la unidad se adelgaza de manera importante hacia el SE, antes de llegar al sector Noroccidental. (Figs. 3.22. y 3.23.)

El paso a la unidad “Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” se produce por medio de un contacto concordante y neto, bien delimitado por una costra ferruginosa en gran parte del Sector Central. Las “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” se encuentran en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Aunque su distribución es homogénea puede apreciarse un ligero aumento de espesor hacia el SE de la zona de estudio. Su límite superior es paraconforme con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”.

En el Sector Suroriental, en el área W de Galve de Sorbe (prov. Guadalajara), la Fm. Arenas de Utrillas se apoya, con un contacto erosivo, sobre la unidad “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón”.

La unidad “Lutitas versicolores de Atalaya” se presenta tanto en el Sector Central como en el Suroriental, pero no en el Sector Noroccidental. Presenta homogeneidad de espesores y variabilidad litológica.

En la correlación los Sectores Nororiental y Central se han incluido los sondeos existentes en la zona: el sondeo de Alcozar (Phillips, 1963) y el sondeo de Gormaz (Valdebro, 1958), que fueron descritos por (Muñoz-Recio, 1993).

Muñoz-Recio (1993) describe, sobre los materiales arenosos en facies *Buntsandstein* de la “Fm. Limos y Areniscas de Rillo”, unas facies compuestas principalmente por anhidritas y de manera secundaria, lutitas y areniscas, que atribuye a los primeros materiales del *Keuper* y que denomina K1? “Arcillas y Yesos de Jarafuel”, siguiendo la nomenclatura de Ortí (1974). Por encima de estos materiales describe una lutitas con intercalaciones de margas, anhidrita, yeso y halita, que denomina K4? “Arcillas yesíferas de Quesa” según (Ortí, 1974). Posteriormente describe una unidad con lutitas, areniscas, anhidrita y margas, que asocia a la parte media y superior del *Keuper* y que denomina K5? “Yesos de Ayora”, (Ortí, 1974). Para finalizar describe unos materiales carbonáticos pertenecientes al Triásico Superior, pertenecientes a la “Fm. Imón”.

Se ha seguido la nomenclatura y la correlación utilizada y descrita por esta autora (Muñoz-Recio, 1993) ya que podían ser de ayuda a la hora de comparar las unidades descritas en este trabajo con las de zonas próximas. Al incorporar a la correlación estos sondeos (Figs. 3.22. y 3.23.) se ha creído conveniente usar como datum de correlación la base de la Fm. Imón que se reconoce en toda la zona y además marca un punto de colmatación para toda la cuenca.

La incorporación de ambos sondeos (Alcozar y Gormaz) a las correlaciones aporta la posibilidad de correlacionar las unidades Riofresnos y Valderromán con parte de la unidad que Muñoz-Recio (1993) denomina K5? Esta correlación (Figs. 3.22. y 3.23.) permite interpretar la presencia de un importante depocentro de materiales evaporíticos hacia el N y NE de la cuenca y la existencia de hiatos, no observables a escala de afloramiento. El primero de estos hiatos se produciría entre la “Fm. Atalaya” y “Fm. Riofresnos”-“Fm. Valderromán”. Entre estas formaciones los materiales que constituyen las unidades K1? y K4? de Muñoz-Recio (1993). La unidad K1?, hacia el N, se apoya directamente sobre las facies *Buntsandstein* faltando todas las unidades del Triásico Medio.

Los límites de la Unidad “Lutitas y Yesos de Valderromán” presentan variaciones con respecto a los límites originales descritos por Hernando (1977, 1980). Este autor establece que esta unidad se localiza desde Cuevas de Ayllón hasta Retortillo, que se correspondería con el Sector Central y Suroccidental descritos en este trabajo. Sin embargo, en este trabajo se considera la existe un cambio de facies que se localizaría entre los vértices Corralejo y Atalaya, en la zona

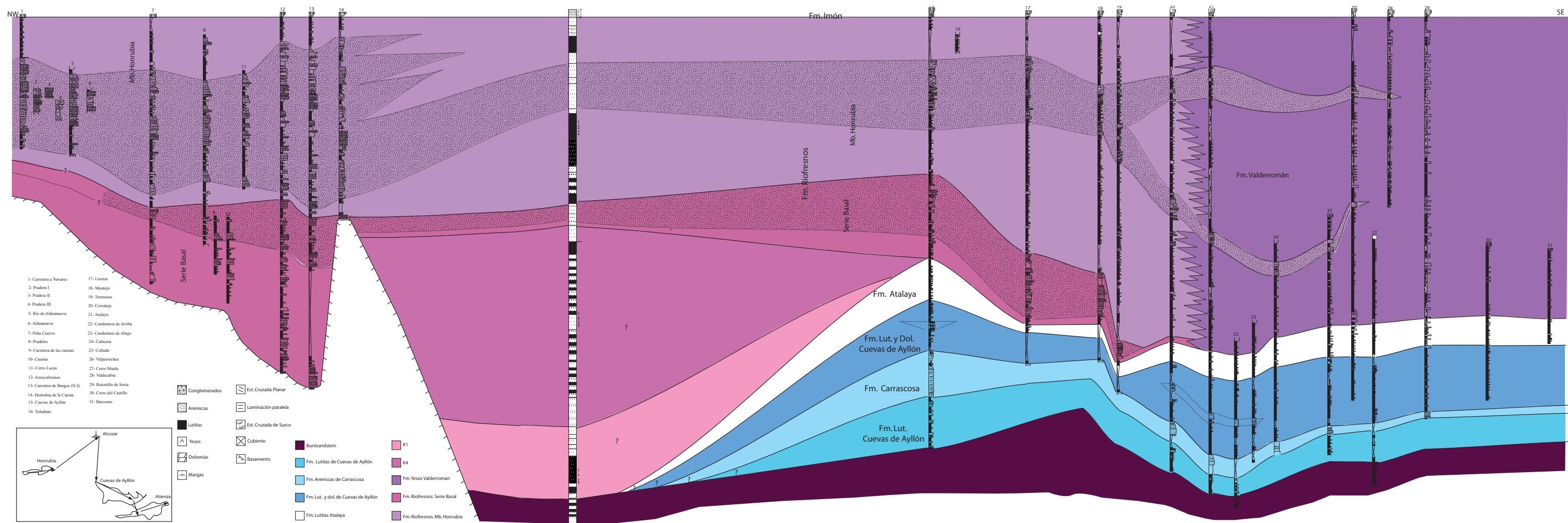


Fig. 3.22. Correlación litoestratigráfica de las unidades descritas en este trabajo, en la dirección NW-SE. Se incluye el Sondeo de Alcozar.

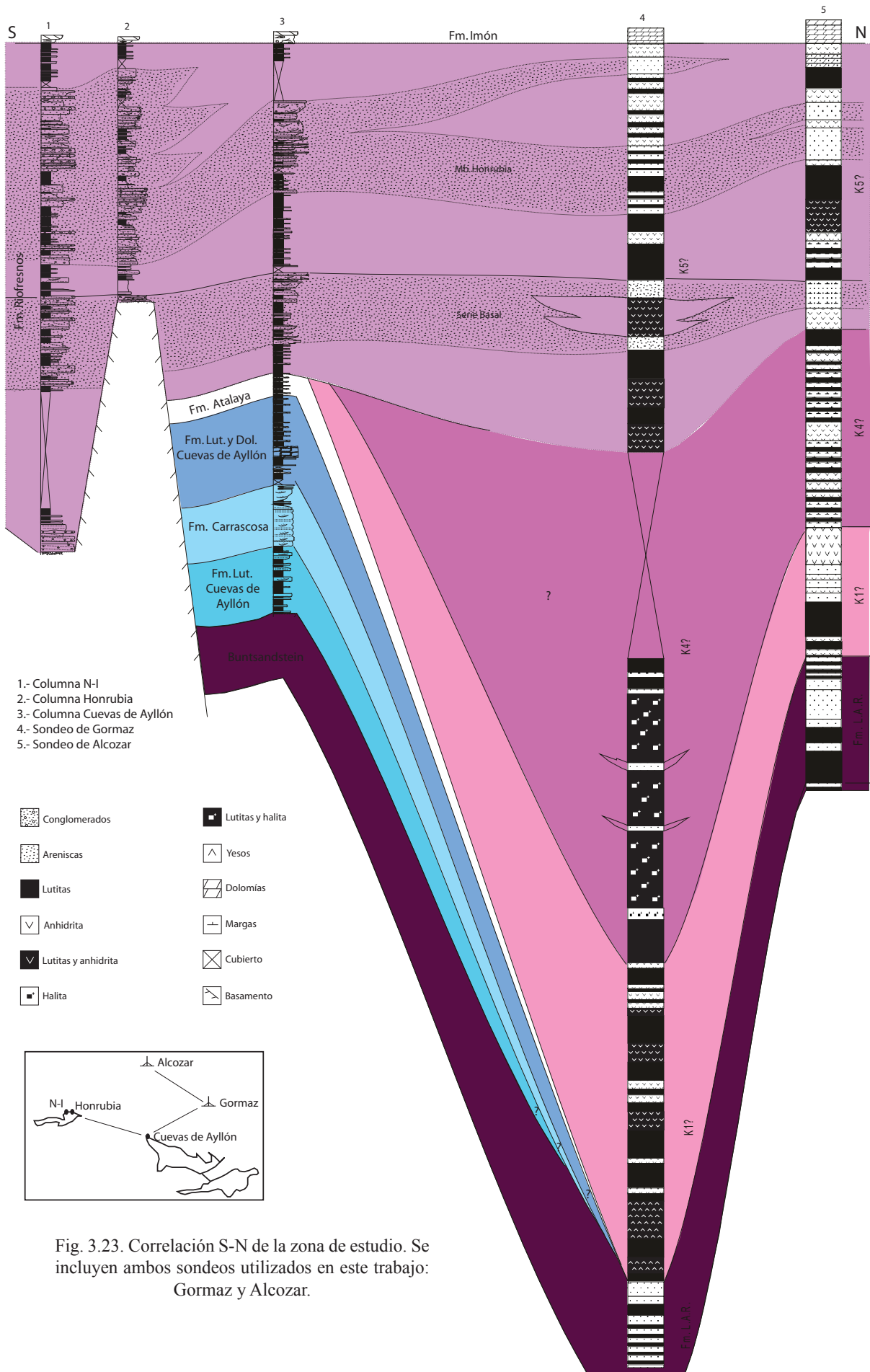


Fig. 3.23. Correlación S-N de la zona de estudio. Se incluyen ambos sondeos utilizados en este trabajo: Gormaz y Alcozar.

media del Sector Central, que separa las facies de lutitas con evaporitas de las facies de lutitas con terrígenos y dolomías (Fig. 3.22.). Se propone entonces que el límite W de esta unidad en el Sector Central se modifique a este cambio de facies. La unidad de Valderromán presenta un límite inferior concordante y gradual con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”, como se ha comentado anteriormente. Su límite superior es concordante y neto, aunque litológicamente brusco, con la Fm. “Dolomías tableadas de Imón” (Goy y Yébenes, 1977). En ocasiones este contacto superior podría estar mecanizado y las dolomías de Imón se apoyan sobre diferentes partes de la Unidad de Valderromán. Tanto en el Sector Central como en el Suroriental, no se puede conocer el límite superior de esta unidad, ya que yace sobre un Terciario discordante. En la zona W del Sector Suroriental, la Fm Arenas de Utrillas se apoya discordantemente y en contacto erosivo sobre la Unidad de Valderromán.

Hacia el W del Sector Central y en el Sector Noroccidental se localiza la unidad “Areniscas, Lutitas y Conglomerados de Riofresnos”. Esta Formación presenta dos subunidades a las que hemos denominado Serie Basal y Miembro “Areniscas, Conglomerados y Lutitas de Honrubia de la Cuesta”. El límite entre ambas subunidades es concordante y gradual. En el Sector Noroccidental, la Fm. Riofresnos se apoya sobre un paleorrelieve labrado sobre los materiales metamórficos del Paleozoico y en el Sector Central es paraconforme con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”. Su límite superior es concordante y neto con la Fm. Dolomías tableadas de Imón. En el sector Central, como ya se ha mencionado anteriormente, presenta un cambio de facies con la unidad “Lutitas y yesos de Valderromán”

Cabe destacar la presencia de dos lenguas litoestratigráficas de la Fm. Riofresnos que se prolongan de modo significativo en la unidad “Lutitas con yesos de Valderromán”, donde poco a poco van disminuyendo en espesor y en tamaño de grano, hasta desaparecer.

3.7. Discusión de las unidades y correlación con otras áreas

3.7.1. Introducción

En este apartado se correlacionan las unidades estudiadas en este trabajo con las descritas para otras zonas de la Península Ibérica por otros autores. La correlación se establece para otras áreas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estas regiones son: el anticlinal de Riba de Santiuste y Medinaceli, la zona de Palmaces de Jadraque; Molina de Aragón y la región de Molina-Albarracín.

También se ha propuesto la relación entre las unidades descritas en este trabajo con las definidas en otras zonas de la Península, como son la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, el dominio de las Catalánides, el sector Levantino, el Pirineo Catalán y la zona Subbética. Por último se ha comparado con el *Keuper* alemán donde se definieron los materiales triásicos.

3.7.2. Correlación con otras regiones de la Península Ibérica (Figs. 3.24. y 3.25.)

3.7.2.1. Unidad “Lutitas de Cuevas de Ayllón” (Figs. 3.24. y 3.25.)

Esta unidad fue descrita por Hernando (1980), en la región de estudio. En este trabajo se ha conservado su nomenclatura. Las variaciones y equivalencias de esta unidad con otras regiones son:

- **Región de Riba de Santiuste y Medinaceli:** En esta zona se correlacionaría con la unidad “Limos y Areniscas abigarradas de Torete”, que García-Gil (1990) describe, en la zona de Riba de Santiuste, por correlación con la zona de Molina de Aragón (Ramos, 1979). Las características de esta unidad son muy similares en estas regiones, presentando solo ligeras variaciones en cuanto al porcentaje de las litologías. Es una alternancia irregular de lutitas y areniscas. Ocasionalmente aparecen niveles dolomíticos. Por contenido palinológico García-Gil (1990, 1995) le atribuye una edad Ladiniense. A la “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” se le atribuye una edad Ladiniense Medio por posición estratigráfica. Para la “Fm. Limos y areniscas abigarradas de Torete” en Riba de Santiuste, García-Gil (1990) identificó diferentes medios sedimentarios; en la zona NW se desarrollan sistemas fluviales de distinta sinuosidad, mientras que en las zonas E y S las asociaciones de facies estudiadas se depositaron en un medio de llanura mareal.

- **Región de Palmaces de Jadraque:** En esta región la “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” se correlacionaría con la parte inferior de “Fm. Lutitas y Areniscas de Fraguas” (Fig. 3.24), definida por Sopeña (1979). Esta unidad está compuesta por arcillas y limos verdes, rojos, negros y ocre con finas intercalaciones de areniscas ocre y dolomías (Sopeña, 1979). El contenido de carbonatos es menor en la “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón”. Sopeña (1980) le

atribuyó edad Carniense por contenido palinológico, pero en trabajos posteriores se le atribuyó edad Ladiniense (Sopeña *et al.*, 2004), que coincide con la edad atribuida en este trabajo a la “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón”. Sopeña (1980) la interpreta como un medio de transición entre los ambientes continentales fluviales y de influencia marina. La “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” presenta una mayor influencia marina en la zona de estudio.

- **Región de Molina de Aragón:** En esta región (Fig. 3.24) se correlaciona con la unidad “Limos y Areniscas abigarrados de Torete”, (Ramos, 1979; Pérez-Arlucea y Sopeña, 1985). Es una alternancia de lutitas y areniscas con abundantes pseudomorfos de cristales de sales. En algunos casos se puede observar niveles milimétricos de calizas dolomíticas arenosas. Por contenido palinológico Ramos (1979) le atribuye una edad Ladiniense Superior. Esta unidad se interpretó como zonas intermareales altas y supramareales, ocasionalmente surcadas por pequeños canales.

- Otras regiones de la Península Ibérica (Fig.3.24.):

Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: se correlacionaría (Fig. 3.24) con la parte superior de las “Lutitas y Areniscas de Cálcena” y las “Lutitas y Margas de Trasobares” (Arribas, 1985). La primera unidad está compuesta por lutitas con niveles arenosos, mientras que en la segunda unidad los niveles son de carácter margoso. Estos depósitos constituyen el cortejo de bajo nivel del mar y se interpretan como facies de zonas intermareales altas y supramareales (Meléndez *et al.*, 1995) en una zona de llanura lutítica con cubetas evaporíticas. Se le atribuye edad Ladiniense

Sector Levantino: La “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” (Fig. 3.24) se correlacionaría con la “Fm. Areniscas, Margas y Yesos de Mas” (López, 1985; 1987 y López y Arche, 1986, 1992, 1994). Esta unidad constituye el cortejo de bajo nivel del mar asociado a la segunda transgresión del Tethys. La formación evoluciona de una rampa carbonatada con zonas protegidas de *lagoon*, zonas de batida en bajíos y zonas con exposición subaérea. Se le atribuye una edad Ladiniense.

Zona Subbéticas: La “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” se correlacionaría (Fig. 3.24) con la parte inferior de la “Fm. Majanillos” (Pérez-López, 1991) a la parte inferior de la “Fm. Siles” al N y “Fm. Cehégín” al S de la zona externa de las Béticas (Pérez-Valera y Pérez-López; 2007). Estas unidades están constituidas por carbonatos depositados en una plataforma somera. Se les atribuye una edad Ladiniense Medio-Superior.

Zona Costero-Catalana: La “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” se correlacionaría (Fig. 3.24) con la parte superior de la M2 (Virgili, 1958). M2 se relacionaría con la “Unidad Lutitas de la Riera de Sant Jaume” en la zona de Montseny y con parte superior de la “Unidad de Lutitas y Yesos de L’arbolí hacia la zona S de la Cordillera (Castelltort, 1986). Estos materiales se interpretan como depositados en una llanura lutítico evaporítica supramareal y como depósitos de *playa-lake* y *sabkha* evaporítica. Se les atribuye una edad Ladiniense.

Pirineos: La “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” se relacionaría con la parte inferior de la “Unidad Dolomías Margosas” y la “Unidad de Calizas Grises” (Salvany, 1986); datadas palinológicamente como Ladiniense Superior por Solé de Porta *et al.* (1987) y Calvet *et al.* (1993). Se interpretan como depósitos de rampa carbonatada monoclinal. (Fig. 3.24.)

3.7.2.2. Unidad “Areniscas de Carrascosa de Arriba” (Figs. 3.24. y 3.25.)

- **Región de Riba de Santiuste y Medinaceli:** Se correlacionaría (Fig. 3.24) con las “Areniscas y Lutitas de la Cuesta del Castillo” definida en esta región por García-Gil (1990, 1995). En Riba de Santiuste esta unidad está constituida por areniscas y lutitas con esporádicas intercalaciones de areniscas dolomíticas. Se reconocen dos subunidades, un miembro inferior lutítico y un miembro superior arenoso. Cambia lateralmente de facies tanto con la Fm. “Dolomías de Tramacastilla” como con la Fm. “Dolomías, Margas y Calizas de Royuela”. La principal diferencia entre la “Fm. Cuesta del Castillo” y la “Fm. Carrascosa” es que en la Fm. Carrascosa las areniscas son la litología predominante, llegando a ser la única en varias zonas, mientras que en la unidad Cuesta del Castillo las lutitas se encuentran en mayor proporción, alternando con las areniscas. García-Gil (1990) le asigna una edad Ladiniense Superior o Carniense Inferior por contenido fósil y polínico. La unidad ha sido interpretada como llanuras mareales siliciclásticas y depósitos deltaicos (García-Gil, 1990). Esta unidad constituye los cortejos transgresivos y de alto nivel del mar del Tethys durante el Triásico.

- **Región de Pálmaces de Jadraque:** En esta región la “Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba” sería equivalente (Fig. 3.24) a la parte superior de “Fm. Lutitas y Areniscas de Fraguas”, definida por Sopeña (1979). La unidad de Fraguas presenta un mayor contenido lutítico y menor arenoso, que la unidad de Carrascosa. Aunque Sopeña (1980) le atribuyó edad Carniense por contenido palinológico. En una revisión posterior se le atribuye edad Ladiniense (Sopeña *et al.*, 2004). Sopeña *et al.* (1995) interpretan a la Fm. Fraguas como depositada en un medio continental-costero.

- **Otras regiones de la Península Ibérica:** Como ya se ha mencionado se produce un cambio de facies en el área de Riba de Santiuste con las unidades carbonatadas de la Fm. “Dolomías de Tramacastilla” y a la Fm. “Dolomías, Margas y Calizas de Royuela” (Fig. 3.24), por lo que esta unidad arenosa no se registra en otros puntos. Sería equivalente a las “Dolomías Basales” (Arribas, 1985) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

3.7.3.3. Unidad “Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” (Figs. 3.24. y 3.25.)

Esta unidad fue descrita por Hernando (1980), en la región de estudio. Se ha conservado el nombre de la misma. Las correlaciones establecidas para esta unidad son las siguientes:

- **Región de Riba de Santiuste y Medinaceli:** En esta región se correlacionaría (Fig. 3.24)

con la unidad “Dolomías, margas y calizas de Royuela” (García-Gil, 1984, 1987, 1990). Esta unidad está constituida mayoritariamente por margas dolomíticas de color gris claro. También aparecen niveles de dolomías y dolomías arenosas. De manera minoritaria, presenta niveles de areniscas dolomíticas y alternancia de areniscas y lutitas. La “Unidad Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” es muy similar a la “Fm. Royuela”. Las diferencias más destacadas son la mayor abundancia de los niveles lutíticos y dolomíticos, frente a los margosos y la disminución de los materiales arenosos, solo presentes en zonas muy concretas de la región de estudio. Mediante palinología a la Fm. Royuela se le atribuye una edad Ladiniense Superior-Carniense Inferior (García-Gil, 1984). A la unidad “Cuevas de Ayllón” se le ha atribuido, por contenido palinológico, la misma edad que a la “Fm. Royuela”: Ladiniense Superior-Carniense Inferior. Se ha descrito como un medio marino somero.

- Región de Palmaces de Jadraque: La “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” es equivalente (Fig. 3.24) a la “Fm. Areniscas y Dolomías del Embalse de Palmaces” (Sopeña, 1979). Se trata de arcillas grises, verdes y ocre, con niveles margosos e intercalaciones de dolomías y areniscas. La principal diferencia litológica entre ambas unidades es la importancia en porcentaje de los niveles lutíticos y la casi total desaparición de los niveles arenosos. Sopeña (1979) le atribuye una edad Carniense Superior por contenido palinológico, aunque Sopeña *et al.* (2004), en una revisión posterior, le atribuyen edad Ladiniense Superior, semejante a la edad atribuida a la “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón”. El medio de sedimentación interpretado por Sopeña (1979) es de llanuras mareales supramareales, muy similares a las descritas para parte de la “Fm. Cuevas de Ayllón”.

- Región de Molina de Aragón: Ramos (1979) describe las “Capas de Royuela”, definidas informalmente por Hinkelbein (1969). Posteriormente esta unidad es redefinida por Pérez-Arlucea y Sopeña (1983) como “Fm. Dolomías, Margas y Calizas de Royuela”, no solo para Molina de Aragón, sino también para Albarracín (Fig. 3.24). Esta unidad está formada por dolomías grises y ocre, con intercalaciones de margas verdes o grises oscuras y calizas negras. La principal diferencia litológica entre la “Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” y la “Fm. Royuela” en la zona de Molina de Aragón es que en Molina predominan los niveles margosos frente a los lutíticos. Por lo tanto, se produce un cambio de facies desde los materiales más terrígenos, presentes en la zona de estudio, a materiales de carácter más carbonático en la zona de Molina. Según Pérez-Arlucea (1991) la “Fm. Royuela” se depositó en una rampa carbonatada muy somera con influencia terrígena periódica, que pasa en la vertical a una llanura supramareal hipersalina. La “Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón” se depositó en una llanura mareal supramareal y de lagoon. Basándose en las asociaciones palinológicas Pérez-Arlucea y Sopeña (1983) le atribuyen una edad Ladiniense-Carniense, similar a la descrita para la “Fm. Cuevas de Ayllón” en el área de estudio.

Otras regiones de la Península Ibérica: La correlación entre la “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” con otras regiones de la Península Ibérica se lleva a cabo por medio de un cambio de facies con los materiales carbonatados pertenecientes a las plataformas someras de la segunda transgresión del Tethys para el Triásico Medio.

Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: Arriba (1985, 1987) define la unidad “Dolomías y Margas Superiores” equivalente a la “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de

	Razola, este trabajo	Hernando, 1977	Sopeña, 1979	García-Gil, 1990	Ramos, 1979	Pérez-Alucea, 1985	Arribas, 1985	Pérez-López, 1991	Ortí, 1974	Marzo y Calvet, 1989	Salvany, 1989
204	Honrubia-Atienza	Ayllón-Atienza	SE Sistema Central	Riba y Medinaceli	Molina de Aragón	Molina-Albarracín	Rama Aragonesa	Subbético	Levante	Catalánides	Prineo catalán
NORIENSE	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón		Fm. Dolomías de Zamoranos	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías Tableadas de Imón	Fm. Dolomías de Isábena
	Fm. Lut. y Yes. de Valderromán										Fm. Lutitas carb. Sup. de Les Avellanes
	Fm. At. Lut. y cong. de Ríofresnos										Fm. Yesos Blancos de Senterada
											Fm. Yesos rojos de Boix
CARNIENSE											
LADINIENSE	Fm. Lutitas vers. de Atalaya										

Fig. 3.24. Cuadro cronoestratigráfico de correlación de las unidades litoestratigráficas definidas en la zona de estudio y las establecidas por otros autores en las áreas más representativas de la Península Ibérica.

Ayllón” (Fig. 3.24). Esta unidad está constituida por dolomías nodulares y laminares que alternan con margas dolomíticas verdes y grises. Se interpreta como la implantación de una rampa carbonatada somera (Meléndez *et al.*, 1995). Se le atribuye una edad Ladiniense (Arribas, 1985).

Sector Levantino: se correlacionaría (Fig. 2.24) con la “Fm. Dolomías y Calizas de Cañete” (López, 1985, 1987 y López y Arche, 1992). Esta unidad está constituida por dolomías y en menor proporción calizas y margas. Se interpreta en su conjunto como la evolución de una plataforma carbonatada con diferentes subambientes desde llanura mareal, *lagoon* y zonas de bajos o *shoals*. Se le atribuye edad (Fig.3.25.) Ladiniense-Carniense (López y Arche, 1992).

Zona Subética: La “Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” se correspondería con la parte superior de la “Fm. Majanillos” (Pérez-López, 1991) a la parte superior de la “Fm. Siles” al N y “Fm. Cehégín” (Fig. 3.24) al S de la zona externa de las Béticas (Pérez-Valera y Pérez-López; 2007). Estas unidades están constituidas por carbonatos que se habrán depositado en una plataforma somera. Se le atribuye Ladiniense Medio-Superior (Fig. 3.24.).

Zona Costero-Catalana: Por posición estratigráfica y edad (Fig. 2.24) se correlacionaría, en parte, con las unidades “Calizas y/o Dolomías y Margas con Ammonites de Tivissa” y “Dolomías margosas, margas y brechas de Capafons” (Marzo y Calvet, 1985). Marzo *et al.* (1985) y Solé de Porta *et al.* (1987) le atribuyen una edad Ladiniense Superior. Estas unidades son interpretadas como una plataforma interna somera que evoluciona hacia un medio supramareal hipersalino.

Pirineos: La “Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” se correspondería con la parte inferior de la “Unidad de Calizas y Dolomías Tableadas” (Salvany, 1986) (Fig. 3.24). Las “Calizas y Dolomías Tableadas” han sido datadas, por medio de palinología, como Ladiniense Superior por Solé de Porta *et al.* (1987) y Calvet *et al.* (1993). Se interpretan como depósitos de rampa carbonatada monoclinal.

3.7.2.4. Unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”

Esta unidad se ha definido por primera vez en este trabajo. Se correspondería con la parte superior de los materiales del *Muschelkalk* hacia el centro de cuenca. (Figs. 3.24. y 3.25.) Se correlacionaría con el techo de las “Dolomías, margas y calizas de Royuela” (García-Gil, 1984, 1987, 1990).

3.7.2.5. Unidad “Lutitas y Yesos de Valderromán” (Fig.3.24. y Fig.3.25.)

- **Región de Riba de Santiuste y Medinaceli:** En la zona de Medinaceli García-Gil

y Sopena (1987) definen la “Fm. Lutitas y Yesos de El Puente”. Esta formación se divide en tres zonas: una zona Gris Inferior Lutítica, una zona Gris Superior Lutítica y una zona Roja Lutítica (Fig. 3.24). Solo la parte superior de la zona Gris superior y la zona Roja Lutítica, o solo la zona Roja Lutítica, sean equivalentes a la “Fm. Valderromán”. La “Fm. Lutitas y Yesos de El Puente” está constituida por una alternancia de lutitas grises a base y rojas a techo, con yesos y carbonatos. La litología principal son lutitas rojas con yesos, y en menor proporción carbonatos. García-Gil y Sopena (1987) le atribuyen una edad Carniense-Noriense. La edad que le atribuyen estos autores sería similar a la de la zona de estudio. Estos autores interpretan que se habría formado en un medio de llanura supramareal de tipo *sabkha* y mientras que para la zona de estudio la “unidad Valderromán” tiene características de *playa lake*.

- Región de Pálmaces de Jadraque: La “Fm. Valderromán” equivaldría a parte de la “Fm. Arcillas y Yesos de los Gavilanes” (Fig. 3.24). Esta unidad se compone de arcillas y limos rojos, verdes y ocre, con intercalaciones de yesos masivos, dolomías y algunas areniscas, similar a los materiales de la “Fm. Valderromán”. Sopena (1979) y Doubinger *et al.* (1978) le atribuyen una unidad Carniense Superior y Noriense, similar en parte a la Fm. Valderromán”. Sopena (1979) interpreta la “Fm. de los Gavilanes” como depositado en condiciones hipersalinas, con aportes detríticos. (Figs.3.24. y 3.25.)

- Región de Molina de Aragón-Albarracín: Ramos (1979) indica la presencia de las facies *Keuper* en esta región. Pérez-Arlucea (1985) define varias unidades para esta zona. La “Fm. Valderromán” se correlacionaría con la parte superior de la “Fm. Yesos y Lutitas de Teroleja” y con la “Fm. Yesos y Margas de Teroleja” (Fig.3.24). La “Fm. Yesos y Lutitas de Teroleja” está compuesta por yesos rojos y negros, masivos, con intercalaciones de lutitas y areniscas yesíferas. La “Fm. Yesos y Margas de Teroleja” son yesos blancos masivos o laminados, con niveles de margas verdes, sobre todo en el techo, y a veces, dolomías brechoides. Por posición estratigráfica Pérez Arlucea (1985) les atribuye edad Carniense y Carniense-Noriense. A la “Fm. Valderromán se le atribuye edad Carniense-Noriense por contenido palinológico. Esta autora interpreta que estas formaciones se depositaron en un medio de llanura supramareal de tipo *sabkha*.

- Otras regiones de la Península Ibérica:

Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica: La “Unidad de Valderromán” se correspondería con la “Unidad Evaporítica Superior”, definida por Jurado (1990), en sondeo (Fig. 3.24). Está compuesta por lutitas con intercalaciones de evaporitas y de manera esporádica capas de areniscas y dolomías. Se interpreta como depósitos de *sabkha*. Se le atribuye una edad de Carniense a Noriense (Jurado, 1990).

Sector Levantino: Ortí (1974) define las formaciones para el *Keuper* de esta región. Solo la “Fm. Yesos de Ayora” (K5) se correlaciona con la “Fm. Valderromán” (Fig. 3.24), ya que, como se ha explicado anteriormente, pudieran existir hiatos y no se depositaron las unidades suprayacentes descritas por este autor. Muñoz-Recio (1993) realizó una correlación de los materiales del *Keuper* descritos por Pérez-Arlucea (1985) de la parte E de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica con las unidades de Ortí (1974). A la “Fm. Yesos de Ayora”

se le atribuye una edad Carniense Superior-Noriense (Fig.3.25.), por contenido palinológico (Ortí, 1974).

Zona Subbética: Pérez-López (1991) realiza un estudio del *Keuper* de esta zona y lo compara con el estudiado por Ortí (1974) en el Levante. Define una unidad K4-K5 (Fig. 3.24). Esta unidad compuesta por una parte inferior más lutítica y una parte superior más yesífera. Solo la parte superior yesífera de esta unidad se correlacionaría con la “Fm. Valderromán”. Se interpreta como depósitos de *sabkha*. Le atribuye una edad Carniense Superior-Noriense (Fig. 3.24.).

Zona Costero-Catalana: Se correlacionaría con la parte superior de la “Fm. Arcillas y Yesos del Molar” y con la “Fm. Arcillas y Carbonatos de Gallicant” (Salvany y Ortí, 1987). La primera unidad es una alternancia de lutitas rojas, yesos, carbonatos y material volcánico. La segunda unidad es arcillosa con capas de carbonatos y yesos de escaso espesor. Se interpreta como depósitos de *sabkha*. Solé de Porta *et al.* (1987) las datan, por contenido palinológico, como Carniense y Noriense respectivamente (Fig. 3.24.).

Pirineos: La “Unidad de Valderromán” se correspondería con la “Fm. Yesos blancos de Senterada” y con la “Fm. Lutitas verdes y Carbonatos de Les Avellanes” (Fig. 3.24). Están formadas por un tramo arcilloso inferior con capas de dolomías laminadas y un tramo superior de arcillas verdosas y calizas laminadas. Se interpreta como depósitos de *sabkha*. Se les atribuye una edad Carniense y Noriense. (Solé de Porta *et al.*, 1987)

3.7.2.6. Unidad “Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos” (Figs.3.24. y 3.25.)

Esta Formación, con sus dos subunidades, ha sido definida por primera vez en este trabajo. Desde las facies de *playa-lake* de la “Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán” se produce un cambio de facies a la “Fm Riofresnos” que presenta facies siliciclásticas de abanicos fluviales. Por tanto la “Fm. Riofresnos” se correlaciona con las mismas unidades que Valderromán hacia el E (Fig. 3.24). Por lo tanto, se correlacionaría con la parte superior de la “Fm. Lutitas y Yesos de El Puente” (García-Gil y Sopeña, 1987) en Medinaceli, a la parte superior de la “Fm. Arcillas y Yesos de los Gavilanes” (Sopeña, 1979) en Pálmaces de Jadraque, a parte de la “Fm. Yesos y Lutitas de Teroleja” y la “Fm. Yesos y margas de Teroleja” (Pérez-Arlucea, 1985) en Albarracín. En zona más alejadas se correspondería con “Unidad Evaporítica Superior” de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, con la “Fm. Yesos de Ayora” (K5) (Ortí, 1974) en el Levante, con K4-K5 (Pérez-López, 1991) en las Béticas y con la parte superior de la “Fm. Arcillas y Yesos del Molar” y con la “Fm. Arcillas y Carbonatos de Gallicant” (Salvany y Ortí, 1987), en las Catalánides (Figs. 3.24. y 3.25.).

3.7.3. Correlación con el Triásico Alemán

Von Alberti, en 1834, definió para el Triás en Alemania Central tres grupos, que denominó *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper*. Esta denominación se extendió por toda Europa, para definir los tres litotipos principales del Triásico, siliciclástico, carbonatado y evaporítico. Pero estos grupos han planteado numerosos problemas cronoestratigráficos debido al contexto tectosedimentario y paleogeográfico en el que tuvo lugar su depósito en los diferentes lugares de Europa. *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper* no pueden ser consideradas como unidades cronoestratigráficas, es decir, no tienen el valor de pisos (Virgili *et al.*, 1977). Por lo tanto, deben ser consideradas como litofacies, correspondientes a unidades heterócronas. Aunque hay diferencias entre el Triásico de Alemania y el de la Cordillera Ibérica, la comparación entre ambos resulta interesante. Como es lógico, el Triásico Superior Alemán correspondiente al borde de cuenca es el que más se asimila a los depósitos de la zona de estudio. Estos materiales se localizan sobre todo en la zona SW de Alemania.

Muchos son los autores que han trabajado en la estratigrafía del *Muschelkalk* y *Keuper* alemán (Figs. 3.26 y 3.27). En los últimos años destacan los trabajos de: Aigner y Bachmann (1989, 1992, 1997, 1998), Gaertner (1993); Beutler (1995); Aigner *et al.* (1996, 1999); Dromart *et al.* (1992); Bourquin y Guilloncheau (1996); Nitsch (1996, 1997); Bourquin *et al.* (1997); Köppen (1997); Vecsei (1998); Hornung (1999); Hornung y Aigner, (1999, 2002 a y b), Poppelreiter (1999); Brückner-Röhling (2000); Reinhardt (2000); Reinhardt y Ricken (2000); Szulc (2000); Kozur y Bachmann (2005), Barnasch y Franz, (2006) y Shukla, (2006).

El Grupo *Muschelkalk* en la cuenca germánica está compuesto de sedimentos marinos pertenecientes al Triásico Medio. La sucesión estratigráfica está formada principalmente por calizas, dolomías y margas. Se divide en *Muschelkalk* Inferior, Medio y Superior (Courel *et al.* 1980). El *Muschelkalk* Inferior se deposita en una rampa marina abierta, con sedimentos carbonáticos y siliciclásticos. El *Muschelkalk* Medio está dominado por depósitos siliciclásticos finos, evaporitas y carbonatos, de origen marino marginal, costero y aluvial. El *Muschelkalk* Superior (Fig. 3.26) comprende sedimentos pertenecientes a una rampa con barras carbonatadas de *offshore* y un complejo de margen de cuenca siliciclástico. El espesor del Grupo *Muschelkalk* varía entre 150 y 300 m, incrementándose desde el SW (Stuttgart) hacia el centro de la cuenca al NE “Weser” (Vecsei, 1998).

El Grupo *Keuper* de la cuenca germánica está formada por sedimentos del Triásico Medio y Superior. Este Grupo se dividió en *Keuper* Inferior, Medio y Superior (Fig. 3.26). La mayoría de estos depósitos se desarrollan en facies continentales (Beutler *et al.* 2005). Desde el punto de vista litológico predominan las lutitas y margas versicolores, con intercalaciones de evaporitas y carbonatos. En el borde de cuenca aparecen también areniscas de origen fluvial que se interdentan con las facies lutíticas del centro de la cuenca. Las escasas facies marinas presentes durante el *Keuper* Inferior y Medio, se centran en la zona S de la cuenca alemana, en forma de delgadas capas de carbonatos y de depósitos de canales estuarinos. Durante el *Keuper* Superior, las areniscas y las lutitas de origen marino solo aparecen en la parte E de la cuenca. El espesor del Grupo *Keuper* varía entre 200 y 600 m. en los afloramientos de la zona S de Alemania y entre 500 y 700 en la franja N. En esta última zona existen algunas estructuras de graben donde el *Keuper* llega a tener más 1000 m. En el graben de *Glückstadt* pueden llegar hasta los 5000 m.

Sistema	Piso	Facies	Cordillera Ibérica									
			Rama Castellana								Sector Levantino	
			Borde NW	Borde SW	Riba de Santiuste	Rillo de Gallo	Chequilla	Albarracín	Cañete	Henarejos	Chelva	S. Espadán
Triásico	Ret.		Imón	Imón	Imón	Imón	Imón	Imón	Imón	Imón	Imón	Imón
	Noriense	Keuper	AR LYV		LYPR	YMTe	YMTe	YMTe	YA	YA	YA	YA
	Carniense			LYG		YLTe	YLTe	YLTe	ArQ	ArQ	ArQ	ArQ
					LYPG	LYN	LYN	LYN	ArC	ArC	ArC	ArC
	Ladin.	Musch.	LA LDCA ACA LCA	ADEP LAF	LAAT DT	DMCR DT	DMCR DT	DMCR DT	AYJ AM	AYJ AM	AYJ AM	AYJ AM
	Anisiense		ALT CT	ALC	ALC	LAR		DMA	DL	DL	DL	DL
	Scyt.	Buntsandstein		ARS	ARS	NP	NP	NP	AC	AC	AC	AC
Per.	Chan.				CHG	CHG	CHG	CHG				

Fig.3.25. Principales unidades estratigráficas triásicas de la Cordillera Ibérica. Unidades definidas informalmente por Hernando (1977): CT-Conglomerados de Termancia; ALT: Areniscas y lutitas de Termancia; LCA: Lutitas de Cuevas de Ayllón; ACA: Areniscas de Carrascosa de Arriba; LDCA: Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón; LYV: Lutitas y yesos de Valderromán. Unidades definidas formalmente en este trabajo: LCA: Lutitas de Cuevas de Ayllón; ACA: Areniscas de Carrascosa de Arriba; LDCA: Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón; LA: Lutitas versicolores de Atalaya; AR: Areniscas de Riofresnos; LYV: Lutitas y yesos de Valderromán. Unidades definidas por Sopena (1979): CRS: Conglomerados de Riba de Santiuste; ARS: Areniscas de Riba de Santiuste; ALC: Areniscas y limos de Cercadillo; LAF: Lutitas y areniscas de Fraguas; ADEP: Areniscas y dolomías del Embalse de Pálmaces; LYG: Lutitas y yesos de los Gavilanes. Unidades definidas por García-Gil (1990): ALCC: Areniscas y lutitas de la Cuesta del Castillo; LYP: Lutitas y yesos de El Puente (G, grises y R, rojos). Unidades definidas por Ramos (1979): CHG: Conglomerados de la Hoz del Gallo; ARG: Areniscas de Rillo del Gallo. NP: Nivel de Prados; ARA: Areniscas del Río Arandilla; LAAT: Limos y areniscas abigarradas de Torete. Unidades definidas por Pérez-Arlucea y Sopena (1985): DA: Dolomías de Albarracín; LYT: Lutitas y yesos de Tramacastilla; DT: Dolomías de Tramacastilla; DMCR: Dolomías, margas y calizas de Royuela; LYN: Lutitas y yesos de Noguera; LTe: Lutitas de Teroleja; YLTe: Yesos y lutitas de Teroleja; YMTe: Yesos y margas de Teroleja. Unidades definidas por López-Gómez y Arche (1992): AC: Areniscas del Cañizar; LAE: Limos y Areniscas de Eslida; ALMM: Arcillas, limos y margas de Marines; DL: Dolomías de Landete; AMYM: Arcillas, margas y yesos del Mas; DCC: Dolomías y Calizas de Cañete. Unidades definidas por Ortí (1974): AYJ: Areniscas y yesos de Jarafuel; AM: Areniscas de Manuel; ArC: Arcillas de Cofrentes; ArQ: Arcillas yesíferas de Quesa; YA: Yesos de Ayora. Modificado de Sopena *et al.* (2004)

El Grupo *Muschelkalk* de Alemania se ha dividido tradicionalmente en nueve formaciones principales (Fig. 3.27.), que se denominan m1 a m9, perteneciendo m1 a m3 al *Muschelkalk* Inferior, m4 a m7 al *Muschelkalk* Medio y m8 y m9 al *Muschelkalk* Superior.

El Grupo *Keuper* se divide tradicionalmente en seis formaciones (Fig. 3.27.), que se

denominan k1 a k6, para el centro de la cuenca, ocho para la franja SE y 11 para la zona SW, perteneciente al borde de cuenca (Fig.3.27.). Los límites de las formaciones del *Keuper* vienen definidos por varias discordancias.

Aigner y Bachmann en 1992 propusieron las secuencias estratigráficas generales para el Triásico Alemán, que se han ido completando con las aportaciones de otros autores como Vecsei y Düringer (2003) o Kozur y Bachmann (2006). Aigner y Bachmann (1992) establecen cinco secuencias para el *Buntsandstein*, dos para el *Muschelkalk* y seis para el *Keuper* (Fig. 3.27.).

La secuencia inferior del *Muschelkalk* comienza con una disconformidad con el *Buntsandstein* (Wolburg, 1969 y Ortlam, 1971). Este límite viene dado por unas lutitas que se han interpretado como los depósitos de *Lowstand* (LST) (Backhaus, 1981). La superficie transgresiva se caracteriza por unas lutitas con *Myophora vulgaris* y *Costatoria costata* (Backhaus, 1981). El ciclo transgresivo (TST) evoluciona (Fig. 2.27.) desde lutitas con capas de dolomías y yesos a calizas y lutitas marinas, propias del *Muschelkalk* Inferior (Paul y Franke, 1977). El *Muschelkalk* Inferior está compuesto por parasecuencias granocrecientes y granodecrecientes, con abundantes bioclastos, intraclastos y ooides (Klötz, 1990). La parte superior del *Muschelkalk* Inferior muestra un claro carácter regresivo (progradando) y pertenece al *Highstand* (HST). En el S de Alemania el HST (Fig. 3.27.) se caracteriza por depósitos de *lagoon* y de *sabkha* (Schwartz, 1975).

La segunda secuencia comprende la parte Media y Superior del *Muschelkalk*. El límite con la secuencia anterior se encuentra dentro del *Muschelkalk* Medio evaporítico y representa el *Lowstand* (LST). En el S de Alemania se producen tres ciclos evaporíticos, los dos primeros representan el *Lowstand* y el tercero representa al *Transgressive* (Simon, 1988) (Fig. 3.27.). El *Muschelkalk* Superior comienza con una zona inferior rica en lutitas y una zona superior con dolomías. Esta serie representa el final del TST con carácter retrogradante y el HST (Fig. 3.27.) con carácter progradante (Aigner, 1985; Aigner *et al.* 1990). El final del ciclo transgresivo se corresponde con la unidad *Trochitenkalk* y el HST con las unidades *Plattenkalk* y *Trigonodusdolomites*.

En el Grupo *Keuper* se han diferenciado seis secuencias. La primera secuencia del *Keuper* corresponde al *LettenKeuper* Inferior. La tendencia continua siendo regresiva que comenzó en la parte superior del *Muschelkalk*. En el N de Alemania, el límite entre el *Muschelkalk* y el *Keuper* está formado por unas areniscas que se interpretan como (Fig. 3.27.) los depósitos de *Lowstand* (LST).

La segunda secuencia comprende el *LettenKeuper* Superior y el *GipsKeuper*. El límite con la secuencia infrayacente es una discordancia erosiva (Duchrow, 1884). El *Lowstand* (Fig. 3.27.) está representado por un depósito fluvial denominado *Hauptsandstein* (Aigner y Bachmann, 1990). El ciclo transgresivo (TST) consiste en una serie de secuencias carbonáticas apiladas similares a las del *LettenKeuper* basal. El *GipsKeuper* representa el *Highstand* (HST). En el S de Alemania, la parte basal del HST está caracterizado por una superposición de secuencias progradantes, que consisten en unas dolomías basales con intercalaciones de yesos

a techo. Esta tendencia regresiva general continúa en la parte superior del HST con predominio de depósitos de *playa-lake* y *mudflat*.

La tercera secuencia comprende el *Schilfsandstein* y el *Untere Bunter Mergel*. El límite inferior es una discordancia erosiva con el *GipsKeuper*. La unidad “*Schilfsandstein*” se interpreta como el encajamiento del sistema fluvial (Beutler y Häusser, 1982), y representa el LST. El TST no está muy desarrollado y se define por unos intervalos de lutitas con niveles de yesos y carbonatos (Fig. 3.27.). Los depósitos de *playa-lake* con lutitas rojas con yesos, denominados “*Rote Wand*”, representan el HST (Fig. 3.27.). La parte más alta del HST está caracterizada por una lutitas versicolores con delgados niveles de areniscas y carbonatos lacustres (“*Lehrberg-Schichten*”).

La cuarta secuencia se engloba el *Kieselsandstein* y el *Stubensandstein* Inferior (Fig. 3.27.). En el S de Alemania, la secuencia consiste en unas areniscas fluviales denominada “*Kieselsandstein*” y “*Stubensandstein*”. Hacia el centro de la cuenca evolucionan a *playas-lake* lutíticas versicolores con niveles dolomíticos (Brenner y Villinger, 1981). La parte inferior del *Kieselsandstein* representa el LST (Fig. 3.27.). La parte superior del *Kieselsandstein* representa el TST (Fig. 3.27.). El “*Obere Bunte Mergel*” tiene numerosos niveles de dolomías y ocasionalmente yesos y representa el intervalo de máxima inundación. La progradación del *Stubensandstein* Inferior representa el HST (Fig. 2.27.). El final del HST está representado por unos niveles carbonáticos y lutíticos de origen lacustre.

La quinta secuencia comprende el *Stubensandstein* Medio y Superior y el *Knollenmergel* /*SteinmergelKeuper* (Fig. 3.27.). El límite de secuencia es una discordancia irregular (Beutler, 2005). En el S de Alemania, la secuencia consiste, igual que la anterior, en depósitos fluviales desde el Macizo de Bohemia (Richter, 1985). Estas facies se interdentan con las lutitas y los niveles de dolomías del *SteinmergelKeuper*, en el N de Alemania. En el S de Alemania, el LST (Fig. 3.27.) consiste en areniscas y lutitas fluviales pertenecientes al *Stubensandstein* Medio (Brenner, 1973). La parte superior del *Stubensandstein* Medio es probablemente el TST (Fig. 3.27.). Se caracteriza por un onlap y la disminución del tamaño de grano. El nivel de máxima inundación se asocia con un nivel del caliche. El HST (Fig. 3.27.) está representado por el *Stubensandstein* Superior y terminaría en una marisma-playa denominada *Knollenmergel*.

La sexta secuencia se denomina *Rät* (Fig. 3.27.). Son areniscas y lutitas que se asocia con depósitos deltaicos y marinos someros. Los depósitos que representan el LST están representados por unas lutitas y suele estar mal conservado. Sobre estas lutitas se depositó una alternancia de areniscas y lutitas grises con fauna marina, del Retiense Medio y Superior que representan el TST y el HST.

Comparando el *Muschelkalk* y el *Keuper* de Alemania y los materiales de la zona de estudio se aprecian ciertas similitudes con la zona SW de Alemania, que se correspondería con los depósitos de borde de cuenca (Figs. 3.26 y 3.28). Como el mar del Tethys penetra desde el E hacia el W, el *Muschelkalk* en Alemania es más antiguo que en la Cordillera Ibérica. Los materiales descritos en la zona de estudio pertenecen al *Muschelkalk* Superior y al *Keuper* que comparamos con el Triásico Alemán

En Alemania se distingue un *Muschelkalk* Superior que se depositó en una plataforma marina carbonatada abierta (Figs. 3.26 y 3.28). Un *Keuper* Inferior de origen marino-costero (*LettenKeuper*), un *Keuper* Medio con un primer episodio evaporítico (*Unterer GipsKeuper*), seguido de un episodio continental representado por las areniscas de la Fm. Stuttgart. Sobre estas areniscas se vuelven a depositar evaporitas (*Oberer GipsKeuper*), que se interdentan con detríticos de origen fluvial en el borde de cuenca. Por último, un episodio continental de abanicos aluviales con importantes canales erosivos (*Stubensandstein*), que evoluciona a una llanura aluvial lutítico carbonática (*Knollenmergel*) y que se interdentan con el sistema evaporítico del

	Grupo	Subgrupo	Formaciones Antiguas	Formaciones (Cuenca)	Formaciones (Borde SE)	Formaciones (Borde SW)		Discord.	Edad			
Jura			Lias						D8			
Triás Germánico	Keuper	Keuper Superior	Rät	Fm.Exner	Fm.Trossinger	Fm.Rät	Sup.	D7	Retiense			
							Medio	D6				
							Inf.	D5.2				
		Keuper Medio	Steinmergel keuper	Fm.Arnstadt	Fm.Lowenstein	Knollenmergel		D5.1	Noriense			
						Stubensandstein		D4				
			Oberer Gipskeuper	Fm.Weser	Fm.Mainhardt	Buten Mergel		D3	Carniense			
					Fm.Hassberge	Kieselsandstein						
					Fm.Steigerwald	Lehrberg Schichten						
			Schilfsandstein	Fm.Stuttgart	Rote Ware		D2					
					Dunkle Mergel							
			Keuper Inferior	LettenKeuper	Fm.Erfurt	Fm.Grafenwöhr	Unterer Gipskeuper		D1	Ladiniense		
		Unterer Gipskeuper										
	Muschelkalk	Muschelkalk Superior	Muschelkalk Superior	Fm.Warburg	Fm.Grafenwöhr	Hauptmusc.	Trigonodusdolom.			Anis.		
				Fm.Meißner			Plattenkalk					
Fm.Trochitenkalk				Trochitenkalk								

Fig. 3. 26. Principales unidades definidas para el *Muschelkalk* Superior y el *Keuper* del Triásico Germano.

centro de la cuenca. Durante el *Keuper* Superior se produce un nuevo episodio marino (*Rät*) que continuó durante el Jurásico.

La parte superior del *Muschelkalk* Superior carbonatado y siliciclástico y parte del *Keuper* Inferior lutítico-carbonático del SW de Alemania equivalen a las Formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya (Fig. 3.28). En la zona de estudio estas unidades representan el segundo ciclo de subida y bajada del nivel del mar que se produjo durante el Triásico Medio. Como el mar del Tethys penetra de E a W, en la zona de estudio, al W de la Cordillera Ibérica, es el último lugar al que llegó el mar, la edad de llegada es más joven y la retirada se produce también en primer lugar. Las Formaciones *Stubensandstein* y *Knollenmergel*, o parte de ellas, serían equivalentes a las Formaciones Riofresnos y Valderromán, es decir a la parte superior

del *Keuper* Medio. Representarían a los abanicos aluviales y fluviales (*Stubensandstein*) que se interdentan con el evaporítico (*Knollenmergel*) que se produce en el centro de la cuenca. Por último la Fm. Imón, equivaldría a los depósitos marinos del *Keuper* Superior (*Rät*).

A pesar de las diferencias litológicas existen claras semejanzas entre los dos bordes de cuenca, el SW de Alemania y el NW de la Cordillera Ibérica (Fig. 3.28). Estas diferencias se deben a que en la zona alemana llegó a instaurarse una rampa abierta, mientras que en el borde de cuenca Ibérico la influencia marina fue menor. Encontramos más similitudes litológicas en los depósitos de *Stubensandstein* y *Knollenmergel* y Riofresnos y Valderromán. En estas unidades predominan los materiales detríticos silíceos y ocasionalmente aparecen niveles carbonáticos.

En el borde de cuenca ibérico se ha diferenciado una discontinuidad entre la Fm. Atalaya y las Fms. Riofresnos y Valderromán (Fig. 3.28). Esta discontinuidad concuerda, en parte, con las denominadas “Discordancias Intracarniense e Intranoriense”, en el *Keuper* Alemán, aunque es mayor. No se ha descartado la posibilidad de que existan más discontinuidades dentro de los materiales de estudio, pero no ha sido po

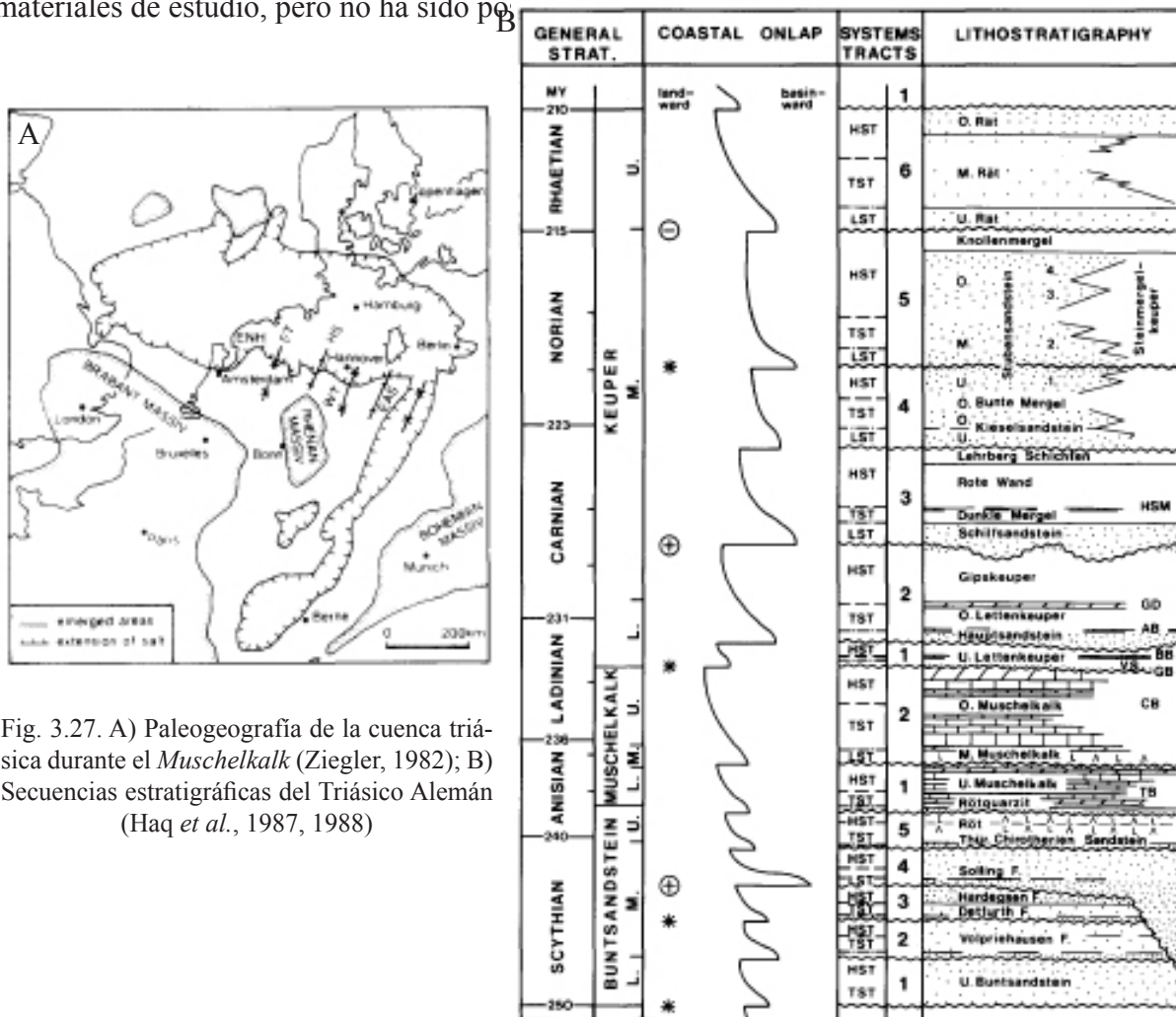


Fig. 3.27. A) Paleogeografía de la cuenca triásica durante el *Muschelkalk* (Ziegler, 1982); B) Secuencias estratigráficas del Triásico Alemán (Haq *et al.*, 1987, 1988)

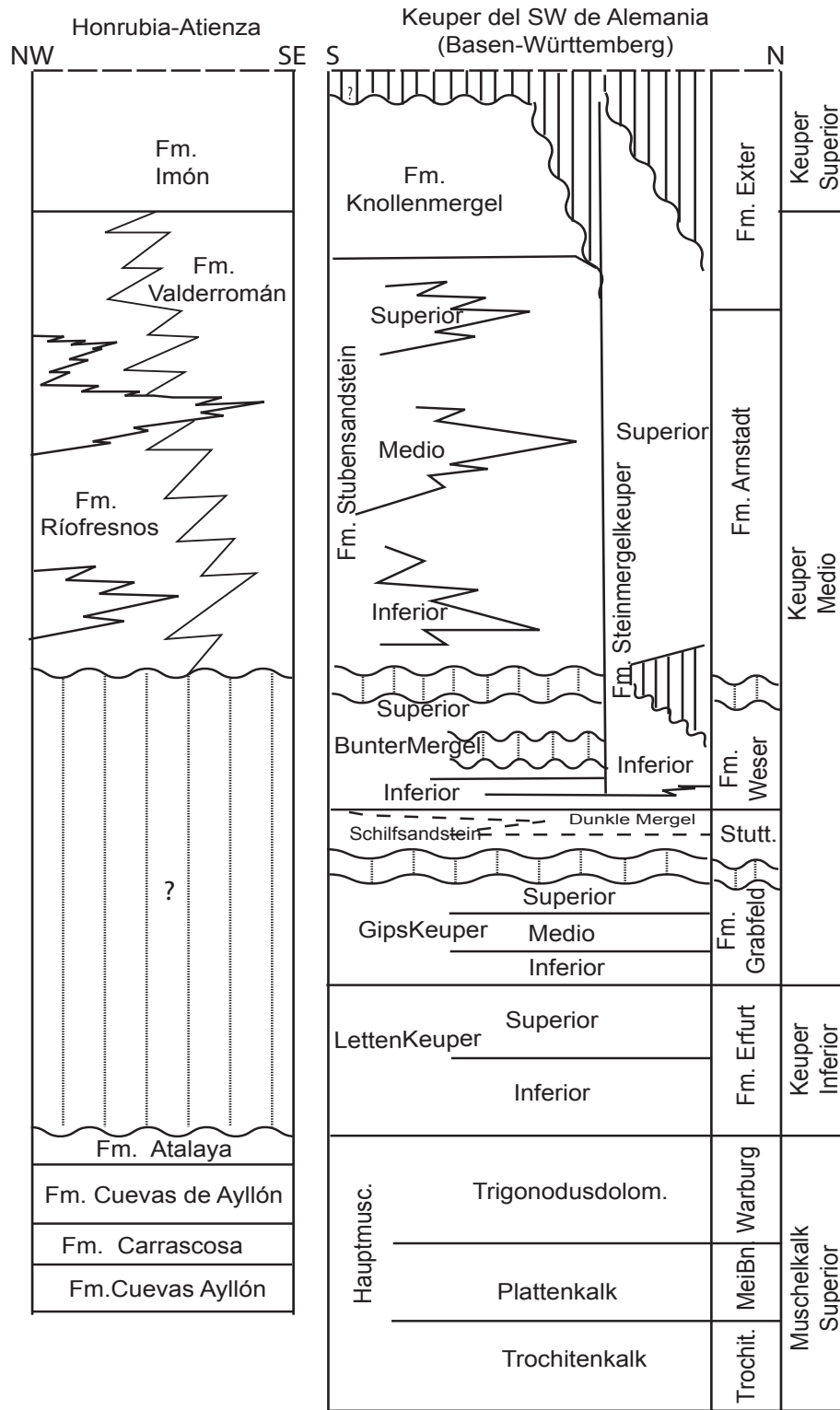


Fig. 3.28. Comparación entre las unidades descritas para el SW de Alemania con las descritas en este trabajo para el *Muschelkalk* Superior y el *Keuper*.

3.8. Resumen y conclusiones

En este capítulo se han seguido las siguientes fases:

- Se ha dividido la zona de estudio en tres sectores para poder realizar una mejor explicación de sus características y para una mejor comprensión de la región, Sector Noroccidental, Sector Central y Sector Suroriental.
- Se procedió a la descripción de seis unidades con rango de formación. Para cada unidad se han descrito el rango, los antecedentes, los mejores puntos de observación, las características litológicas principales, el espesor, las relaciones con las unidades adyacentes, la edad y el medio sedimentario.
- Se realizó el estudio de la mineralogía de los materiales finos (lutitas) y su variación en la vertical y la horizontal dentro de cada unidad.
- Se ha realizado un estudio cronoestratigráfico mediante el estudio de los pólenes presentes en las series, pudiendo atribuir una edad a varias de las unidades descritas.
- Se han revisado los datos paleomagnéticos existentes en la zona (Ruiz *et al.*, 1999) y se ha comparado con la serie tipo para el Triásico (Newark).
- Se han correlacionado las unidades de la zona de estudio. Las correlaciones pueden observarse en las figuras 3.22. y 3.23. Las direcciones de estas correlaciones son NW-SE y otra con dirección S-N.
- Las unidades estudiadas se han correlacionado con las formaciones descritas por otros autores tanto para las zonas próximas, como para las zonas más representativas de la Península Ibérica para el Triásico.
- Por último, se han comparado las unidades descritas para el Triásico Alemán, de donde proceden las series tipo.

El estudio e interpretación de los materiales del Triásico Superior nos ha permitido describir y completar las siguientes unidades:

- **Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón:** Esta unidad fue definida por Hernando (1977, 1980). La unidad está constituida por una alternancia irregular de lutitas y areniscas. Como litologías subordinadas aparecen niveles dolomíticos y nódulos de yeso. El espesor de la unidad varía entre los 0 y los 20 m. Esta unidad se presenta tanto en el Sector Central como en el Suroriental. Presenta un contacto neto y concordante con las facies *Buntsandstein*, salvo en el

área de Galve de Sorbe donde se apoya en discordancia sobre el paleozoico inferior. Presenta un contacto concordante y gradual con la “Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba”. Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Ladiniense Superior. Esta unidad se interpreta como depositada en un sistema de llanura mareal y marismas. En la zona E de estudio se desarrollan *sabkhas* costeras efímeras. Al W del Sector Central se desarrolla un estuario.

- **Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba:** Esta unidad fue definida por Hernando (1977). La unidad está constituida por areniscas ocre y amarillas, de grano medio a fino, bien seleccionadas y homométricas. Como litología minoritaria aparecen lutitas grises, arenosas, con *ripples* de oscilación y bioturbación y dolomías. El espesor de esta unidad es muy variable, entre 0 y 25 m. Presenta un contacto concordante y gradual con la unidad “Lutitas de Cuevas de Ayllón” y un contacto concordante y neto con la unidad superior “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón”. Esta unidad se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Por su posición estratigráfica se le atribuye una edad Ladiniense Superior. Se interpreta como sedimentos depositados en sistema costero, marino somero.

- **Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón:** Esta unidad fue definida por Hernando (1977). Está constituida por lutitas grises, verdes y negras, algo arenosas, con intercalaciones de dolomías y margas amarillas y ocre, con restos de algas. También aparecen niveles de areniscas dolomíticas ocre y niveles de areniscas rojas en la zona media de la unidad. El espesor de esta unidad varía de 0 m. a 45 m. Su límite inferior es concordante y neto con la unidad “Areniscas de Carrascosa de Arriba”. Su límite superior es concordante y gradual con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya”, salvo en Sector Suroriental donde el Cretácico se deposita directamente sobre la Fm. “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón”. Esta unidad se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Por criterios palinológicos se le asigna una edad Ladiniense-Carniense. Esta unidad se habría depositado en un medio costero de llanura de marea inter y, sobre todo, supramareales y ambientes de lagoon.

- **Fm. Lutitas versicolores de Atalaya:** Esta unidad se define por primera vez dentro de este trabajo. Está compuesta por lutitas versicolores con intercalaciones de areniscas, dolomías y, en la zona E de estudio niveles de yesos blancos. Esta unidad tiene una potencia entre 9 y 15 m. Su límite inferior es concordante y gradual con la unidad “Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón”. Sobre esta unidad se apoyan, en aparente concordancia, la unidad “Lutitas y Yesos de Valderromán” y su equivalente hacia el E por cambio de facies, la unidad “Areniscas, Lutitas y Conglomerados de Riofresnos. En el Sector Suroriental, sobre esta unidad se apoya de manera discordante y neta las areniscas cretácicas de la Fm. Utrillas. Esta unidad se encuentra en todo el área de estudio salvo en el Sector Noroccidental. Por criterios palinológicos se establece como Carniense. Se depositó en un ambiente de transición, desde el abandono de los depósitos costeros hacia sistemas de *playa-lake*. Al E de la zona de estudio se depositan evaporitas en un medio de *sabkha*.

- **Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán:** Esta unidad fue definida por Hernando (1977, 1980). Está constituida por lutitas, a veces arenosas, con un importante contenido en evaporitas. Minoritariamente, aparecen niveles de gypsarenitas, margas y costras dolomíticas. El espesor de esta unidad varía de 6 a 120 m. Su contacto inferior es aparentemente concordante con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya” y su límite superior es concordante y neto con la Fm.

Imón (Goy y Yébenes, 1977). En la zona W del Sector Suroriental puede presentar un límite discordante, neto y erosivo con la Fm. “Utrillas” y localmente con las facies terrígenas del Terciario. Los límites de esta unidad presentan variaciones con respecto a los originales descritos por Hernando (1977). El límite lateral se establece como un cambio de facies que se localiza en la zona del Monte Atalaya. Este nuevo límite separa las facies de lutitas con evaporitas de esta unidad, de las facies de lutitas con terrígenos gruesos de la unidad de Riofresnos. Por las asociaciones palinológicas encontradas la edad de esta unidad va desde el Carniense Superior (Tuvaliense) hasta el Noriense.

- **Fm. Areniscas, Lutitas y Conglomerados de Riofresnos:** Esta unidad con rango de Formación se define por primera vez en este trabajo. Está unidad está compuesta por areniscas, lutitas y conglomerados. Dentro de esta Formación se han diferenciado dos unidades, que se describen a continuación. De base a techo son las siguientes: “Serie Basal” y “Miembro Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta”.

- **Serie Basal:** Esta unidad ha sido descrita por primera vez en este trabajo. Está compuesta por una alternancia de areniscas, lutitas y conglomerados. Como litología secundaria presenta niveles de dolomías rosas de reducido espesor. El espesor de esta unidad varía entre 25 y 83 m. Su límite inferior es discordante y neto con los materiales metamórficos del Paleozoico en el Sector Noroccidental, concordante con la unidad “K4” (Muñoz-Recio, 1993) y paraconforme con la unidad “Lutitas versicolores de Atalaya” en Sector Central. El límite superior es concordante y gradual con el Miembro “Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta”. Se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta la zona del vértice Atalaya. Se le atribuye una edad Carniense Superior (Tuvaliense) por posición estratigráfica. Estos materiales corresponden a depósitos de abanicos aluviales y fluviales medios-distales, hasta depósitos pertenecientes a una llanura lutítica y *playa lake*.

- **Mb. Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta:** Se describe por primera vez en este trabajo. Esta unidad está compuesta por areniscas y conglomerados, con estratificaciones cruzadas, alternando con niveles lutíticos, con evidencias de procesos edáficos. Ocasionalmente, aparecen niveles de dolomías rosas laminadas. El espesor de esta unidad varía entre los 60 y los 80 m. Su base limita con la “Serie Basal” de manera concordante y gradual. En el E del Sector Noroccidental, el límite se produce una discordancia sobre el Paleozoico. Su límite superior es concordante y neto con la Fm. Dolomías tableadas de Imón. Esta unidad se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta la zona del vértice Atalaya. Por posición estratigráfica se le atribuye una edad desde el límite Carniense-Noriense hasta el Noriense. Estos materiales se depositaron en abanicos fluviales medios, proximales en algunas ocasiones, que se interdentan en una llanura lutítica o *playa lake* de grandes dimensiones.

En el estudio de la mineralogía de lutitas se ha concluido que:

- Los minerales primarios y más abundantes en las formaciones estudiadas son

moscovita, illita, cuarzo, feldespato y yeso y dolomita, en las unidades superiores. Los minerales secundarios más importantes son los carbonatos (calcita, dolomita y siderita) y hematites. Como minerales minoritarios destacan la caolinita, la clorita y las esmectitas.

- La illita y la moscovita están presentes en todas las formaciones, pero mientras que la illita mantiene su contenido en todas ellas, la moscovita disminuye de manera importante en la Fm. Lutitas y yesos de Valderromán. Tanto el feldespato como el cuarzo disminuyen de base a techo, y de W a E de las unidades, aún siendo siempre minerales muy abundantes en todas las unidades. En cuanto a los carbonatos (calcita, dolomita y siderita) van aumentando en contenido desde la Fm. Cuevas de Ayllón hacia techo, en la Fm. Valderromán. También presentan mayor porcentaje desde el E hacia el W, en la Fm. Riofresnos en la zona de Cuevas de Ayllón. La caolinita, aun siendo un mineral minoritario, presenta importantes variaciones. La desaparición de la caolinita y la aparición de esmectitas ha sido interpretada como una aridificación del clima (Barshad, 1966; Saleh *et al.*, 1999). En relación a la aparición de cloritas y esmectitas en la Fm. Riofresnos y sobre todo, en la Fm. Valderromán, se debe al confinamiento progresivo de la zona.
- Se pueden interpretar evidencias de procesos de herencia (illita, moscovita, y parte de las cloritas), transformación (otra parte de las cloritas, las esmectitas y algunas illitas), meteorización (hematites) y neoformación (algunas esmectitas y la sepiolita) en la cuenca.

Las conclusiones que se derivan del estudio cronoestratigráfico han sido:

- A la “Formación Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” se le atribuye al Ladiniense Superior-Carniense por las asociaciones registradas. La presencia de *P. maljawkina* parece indicar una edad Julianiense para la muestra CAN-45, que nos indicaría el techo de la unidad.
- A la “Formación Lutitas Versicolores de Atalaya” se atribuye al Carniense. La presencia de *P. maljawkinae* parece indicar una edad Julianiense.
- La “Formación Lutitas y yesos de Valderromán” se atribuye al Carniense Medio-Superior y al Noriense. La presencia de tétradas semejantes a las que presenta el género *Classopollis* pueden ser indicativo de una edad Noriense en la muestra CAS-II.

La correlación de las columnas de campo y los sondeos existentes en áreas próximas, estudiados por Muñoz-Recio (1993), ha permitido establecer la distribución y la forma de esta parte de la cuenca para el Triásico Superior en la zona. Al incorporar los dos sondeos y tomando como datum la Fm. Imón se ha puesto de manifiesto la existencia de un depocentro hacia el N-NE de la Cuenca, donde se habrían depositado materiales evaporíticos. También se ha

descubierto la existencia de hiatos, que con los datos de superficie no se habían podido observar, entre la “Fm. Atalaya” y “Fm. Riofresnos” y “Fm. Valderromán”. Además, se aprecia que la unidad K1?, hacia el centro de la cuenca, se apoya directamente sobre las facies *Buntsandstein*, faltando todas las unidades del Triásico Medio (Muñoz-Recio, 1993).

Con los datos estratigráficos, cronológicos, etc, se ha correlacionado la zona de estudio con otras zonas de la Cordillera Ibérica. Con esta correlación se ha puesto de manifiesto que las unidades “Lutitas de Cuevas de Ayllón”, “Areniscas de Carrascosa”, “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” y “Lutitas versicolores de Atalaya” serían correspondientes a los depósitos costeros de la segunda y más importante transgresión del Tethys durante el Triásico. Las unidades “Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos” y “Lutitas y yesos de Valderromán” son los materiales de la parte superior de las denominadas facies *Keuper*, concretamente de la unidad K5 “Yesos de Ayora”, definida por Ortí (1974) para el Triásico Superior de Levante.

La comparación de los materiales descritos para el Triásico Alemán de borde de cuenca con los descritos en la zona de estudio ha permitido apreciar ciertas similitudes. La parte superior del *Muschelkalk* Superior carbonatado y siliciclásticos y parte del *Keuper* Inferior lutítico-carbonático que se produjo en el SW de Alemania equivaldría a las Fm “Cuevas de Ayllón”, “Carrascosa”, “Cuevas de Ayllón” y “Atalaya”. Como el mar del Tethys penetra desde el E hacia el W, el *Muschelkalk* en Alemania es más antiguo que en la Cordillera Ibérica. En cuanto a las Fm. Riofresnos y Valderromán serían equivalentes a la parte superior del *Keuper* Medio, es decir las Fm. *Stubensandstein* y *Knollenmergel*, o a parte de ellas. Representarían a los abanicos aluviales y fluviales que se interdentan con los depósitos evaporíticos que se producen en el centro de la cuenca.

Capítulo 4. Medios y paleogeografía del Triásico del NW de la Cordillera Ibérica.

4.1. Introducción

Una de las principales características de los materiales Triásicos es la irregularidad de distribución de facies y espesores que presentan, hechos que están condicionados por los medios de sedimentación, la geomorfología y la paleogeografía (Fig.4.1.). Una vez establecidas las diferentes unidades, en este capítulo se describen los sistemas principales que se desarrollaron durante el Triásico: Medio costero y Superior continental. Se van a describir los medios sedimentarios, geomorfología, evolución paleogeográfica y la secuencialidad del borde de cuenca W del Tethys durante el Triásico Medio y Superior.

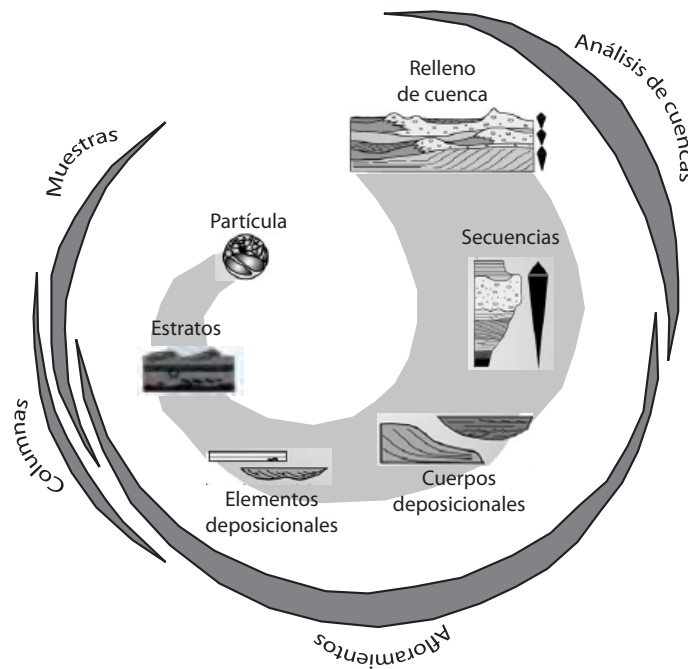


Fig. 4.1. Metodología del estudio sedimentológico. Concepto de arquitectura dinámica aplicada a la zona de estudio (modificado de Heinz y Aigner, 1999).

La zona de estudio se localizó en el borde W de la cuenca del Tethys durante el Triásico Medio y Superior. La Península Ibérica formaba parte del super-continente Pangea durante esta época. La rotura y el *rifting* de Pangea se iniciaron en el Triásico Inferior y continuaron y se intensificaron hasta el Noriense (Ziegler, 1982, 1988; Veevers, 1994; Withjack *et al.*, 1998; Golonka y Ford, 2000; Golonka, 2002; Veevers, 2004). El borde W de la cuenca triásica europea, donde se incluye la Península Ibérica, formaba parte del límite de cuenca del Tethys y se caracterizaba por presentar en su mayoría, depósitos carbonáticos marinos (*Muschelkalk*) durante el Triásico Medio y materiales siliciclásticos y evaporíticos continentales (*Keuper*) para el Triásico Superior. En la fig.4.2. se observa la posición de la Península Ibérica en el gran super-continente Pangea. Debido a esta posición la Península se vio afectada por las transgresiones y regresiones y por las variaciones en la configuración del Tethys (Golanka y Ford, 2000; Golanka, 2007), que afectaron al depósito de los distintos materiales. Partiendo de esta distribución paleogeográfica a escala mundial, a continuación se exponen los medios sedimentarios y las condiciones paleogeográficas para el área de estudio.

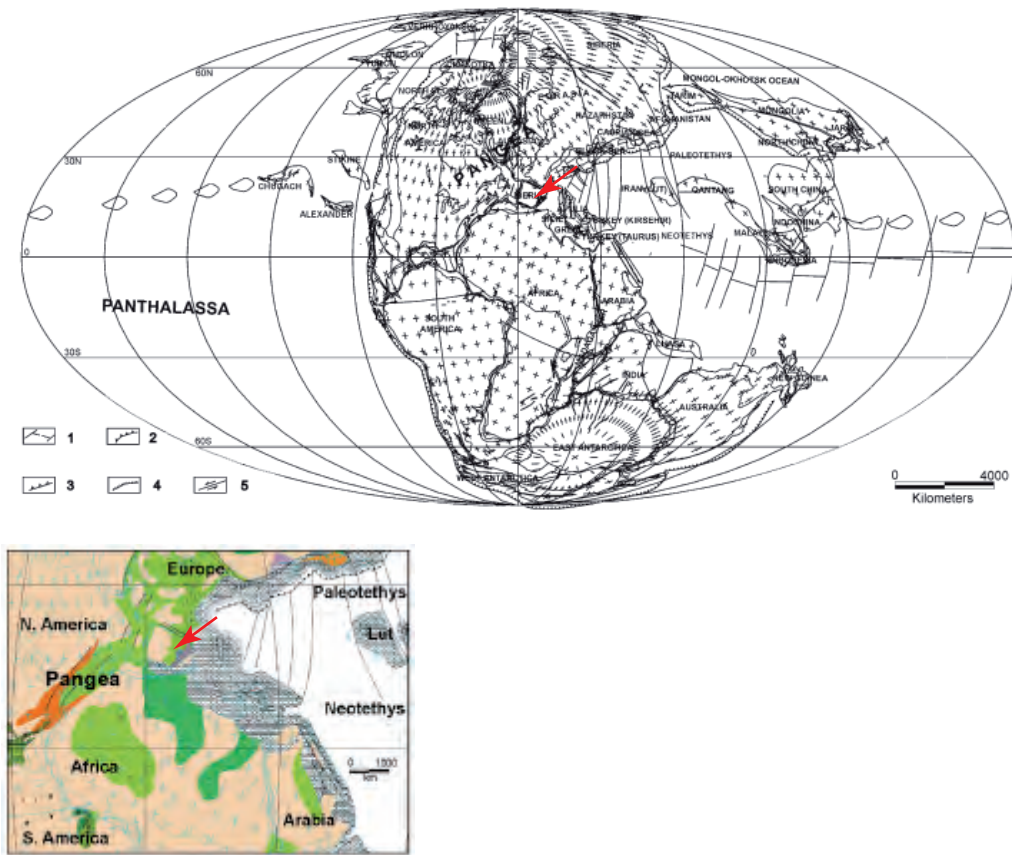


Fig.4.2. Localización de la Península Ibérica dentro del supercontinente Pangea para el Triásico Medio-Superior. Gráficos tomados de Golanka (2007).

4.2. Medio costero

4.2.1. Introducción

El medio costero se desarrolló en la zona de estudio durante la parte superior del Triásico Medio y la parte inferior del Superior. En este ambiente se han incluido las formaciones de Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya.

4.2.2. Descripción de facies

A) Facies terrígenas

- **St:** Areniscas con estratificación cruzada de surco (Fig. 4.3.a y 4.4.). Son arcosas, arcosas dolomíticas y subarcosas dolomíticas, de color blanco, amarillo y ocre. El tamaño de grano es variable, de fino a medio. El espesor varía de 0,1 a algo más de 1,0 m. El tamaño de los *sets* varían entre 15 y 25 cm. Presentan bioturbación abundante, restos vegetales e icnofósiles. A veces hay cantos de cuarcita y feldespatos dispersos. La geometría de los niveles puede ser lenticular presentando: 1- base erosiva y cóncava y techo plano; 2- base no erosiva, plana y techo convexo; o 3- base erosiva y de tendencia plana con cantos blandos y/o de cuarcita. La geometría también puede ser tabular con base y techo plano. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Se interpretan como generadas por la migración de dunas de cresta sinuosa en el fondo de canales (Miall, 1977, 1985). También pueden encontrarse como formas superpuestas que modifican a otras estructuras (Cant y Walker, 1976; Allen, 1983), como sucede en la Fm. lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón. También pueden formar parte del fondo de los canales (Miall, 1977, 1985). Son equivalentes a las facies A y B de Cant y Walker (1976), a las S3 de Allen (1983), a las A.ec.tr. de Pérez-Arlucea (1985) y a las facies At de García-Gil (1990).

- **Sp:** Areniscas con estratificación cruzada planar (Fig. 4.3.a). Son arcosas y arcosas dolomíticas de color gris, amarillo, rojo, ocre y naranja. El tamaño de grano es variable, de muy fino a medio. El espesor varía de 0,1 a algo más de 1,0 m. Los *sets* tienen un espesor medio entre 3 y 50 cm. Los set con menor espesor se encuentran en la Fm. Atalaya, entre 3 y 15 cm. A veces hay superficies de reactivación. La base de los niveles puede presentar *flute-casts* y/o huellas de carga. Muestran abundante bioturbación, nódulos de Fe, restos vegetales, icnofósiles y tubos rectos y en U. Ocasionalmente pueden tener algún canto blando, pseudomorfos de halita y grietas de desecación. A base de la unidad de Carrascosa se asocian con las facies (Bf) de cantos de lutitas grises. La geometría de los niveles puede ser lenticular con: 1- base cóncava, erosiva o no y techo plano; 2- base plana erosiva o no y techo convexo. También pueden presentar geometría tabular. Se encuentra en todas las formaciones de ambiente costero.

Se interpretan como el resultado de la migración de dunas de cresta recta en barras y rellenando canales, en régimen de flujo bajo (Harms, 1975). Según Miall (1977, 1978, 1981) se forman en barras lingüoides, transversales o *sandwaves*. En la Fm. Carrascosa esta facies es similar a la descrita por Saller y Dickinson (1982) en zonas intermareales bajas y submareales someras. Son equivalentes a las facies D de Cant y Walker (1976), a las facies Sp de Miall (1977, 1978, 1981), a A.ec.p. de Pérez-Arlucea (1985), a las Tb de Ramos *et al.* (1986) y Ap de García-Gil (1990).

- **Sr**: Areniscas con *ripples* de corriente o con *ripples* simétricos de oscilación (Fig. 4.3.a y Fig.4.4.). Son arcosas, arcosas dolomíticas y subarcosas dolomíticas de color blanco, gris, amarillo, ocre, rojo y naranja. El tamaño de grano varía de muy fino a medio. El espesor de los niveles varía entre 0,03 a 0,45 m. Estos niveles tienen a veces una bioturbación abundante, tanto vertical como horizontal, fragmentos vegetales pseudomorfo de halita y grietas de desecación. A veces aparecen costras y nódulos de óxidos. Ocasionalmente se reconocen grietas de desecación. La geometría es: 1- lenticular con base cóncava y techo plano; 2- tabular; con base y techo irregulares de tendencia plana, erosivos o no erosivos. En la Fm Atalaya solo aparecen *ripples* de corrientes, mientras que en las demás formaciones costeras se observan tanto de corriente como de oscilación. Se encuentra en todas las formaciones de ambiente costero.

Estas facies se generan por corrientes con un régimen de flujo bajo y sobre superficies de zonas someras. Los *ripples* de corriente son asimétricos y se generan con un flujo unidireccional. Los *ripples* de oscilación son simétricos o ligeramente asimétricos y se general por flujos oscilatorio. Se encuentran en zonas someras o tapizando estructuras preexistentes (Miall, 1981). La presencia de grietas de desecación indica momentos de exposición subaérea. Equivalen a las facies F de Cant y Walker (1976), a las Sr de Miall (1977, 1978, 1981), a las A.ec.rp. de Pérez-Arlucea (1985), a las r de Ramos *et al.* (1986), a las facies Ar de García-Gil (1990).

- **Sh**: Areniscas con laminación paralela (Fig. 4.3.a y Fig.4.4.). Son arcosas y arcosas con cemento dolomítico de color ocre, rojo y amarillo. El tamaño de grano varía de fino a medio. El espesor varía entre 0,2 a 1,0 m. Presentan bioturbación, icnofósiles, tubos rectos y en U, escamas de peces y pequeños fragmentos de conchas. Ocasionalmente pueden tener estructuras de deformación por carga, escape de fluidos, cantos blandos, pseudomorfo de halita y grietas de desecación. La geometría es lenticular de base erosiva cóncava y de techo con tendencia plana y/o erosiva. También pueden presentar geometría tabular, con base y techo planos. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Estas facies se forman bajo condiciones de flujo alto. Representan condiciones de fondo plano, en transición desde flujos subcríticos a supercríticos (Miall, 1996). Pueden generarse en canales efímeros en periodos de inundación, como los descritos por Stear (1985). Las facies con geometría tabular se generarían como depósitos de acreción vertical en zonas no canalizadas, similares a las descritas por Cant y Walker (1976) o como migración de barras simples (Allen, 1983). Equivalen a las facies G de Cant y Walker (1976), a la Sh de Miall (1977, 1978), a la A.lp. de Pérez-Arlucea (1985), a la h de Ramos *et al.* (1986) y a las facies Ah de García-Gil (1990).

Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
ARENISCAS	St		Areniscas con estratificación cruzada de surco.	Arcosas, arcosas dolomíticas y subarcosas dolomíticas	Fino a Medio	0,1 a 1,0	-Abundante a moderada biotur. -Fragmentos vegetales -Icnofósiles -Cantos dispersos (Q, Flt)	Lenticular: -B. erosiva/cóncava o irregular, T. plano.- B. no erosiva/plana, T. cóncavo. Tabular: - B. y T. planos.
	Sp		Areniscas con estratificación cruzada planar	Arcosas y arcosas dolomíticas	Muy fino a Medio	0,07 a 1,0	-Abundante a moderada biotur. -Frag. vegetales -Icnofósiles	Lenticular: -B. cóncava/erosiva o no, T. plano. - B. no erosiva/plana, T. cóncavo. Tabular: - B. y T. planos.
	Sr		Areniscas con ripples de corriente y de oscilación	Arcosas, arcosas dolomíticas y subarcosas dolomíticas	Muy fino a Medio	0,03 a 0,45	-Abundantes Moderada biotur. -Fragmentos Vegetales. -Tubos rectos	Lenticular: -B. cóncava, T. plano. - B. y T. no erosiva/erosiva, irregulares. Tabular: - B. y T. planos.
	Sh		Areniscas con laminación paralela	Arcosas y arcosas dolomíticas	Muy fino a Medio	0,1 a 1,0	-Abundante moderada biotur. -Icnofósiles. -cantos blandos -Pseudomorfos -Tubos rectos y en U	Lenticular: -B. cóncava/erosiva, T. plano y/o erosivo. Tabular: - B. y T. planos.
	Sl		Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo	Arcosas, arcosas dolomíticas	Muy fino a Medio	0,1 a 1,0	-Moderada a abundante biotur. -Fragmentos Vegetales.	Lenticular: -B. cóncava/erosiva, T. plano. - B. plana/no erosiva, T. cóncavo. Tabular: - B. y T. planos.
	Stp		Areniscas con tepees	Arcosas dolomíticas	Fino a muy fino	0,005 a 0,03	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Sep		Areniscas con estratificación épsilon	Arcosas	Fino	0,15 a 0,4	—	Tabular: - B. y T. planos.
LUTITAS	Fm		Lutitas masivas o con laminación difusa	Limos y arcillas	Limos y arcillas	0,1 a 4,0	-Variable biotur. -Tubos rectos. -Procesos Edáficos.	Variable: Depende de otras facies Tabular: - B. y T. planos.
	Fr		Lutitas con ripples	Limos y arcillas	Limos y arcillas	0,02 a 2,0	-Escasa bioturb. -Procesos Edáficos.	Variable: Depende de otras facies Tabular: - B. y T. planos.
	Fn		Lutitas con nódulos y costras carbonáticas y evaporíticos	Limos y arcillas	Limos y arcillas	0,05 a 2,0	Procesos Edáficos.	Tabular: - B. y T. planos.

Fig.4.3.a. Facies costeras de las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya.

- **Sl:** Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig. 4.3.a). Son arcosas dolomíticas de color ocre, amarillo y blanco. El tamaño de grano varía de muy fino a medio. El espesor de los niveles varía de 0,1 a 1 m. Presentan abundante bioturbación, escamas de peces, pequeños fragmentos de conchas y restos vegetales. La geometría es lenticular y aparecen niveles con: 1- base erosiva, cóncava y techo plano o 2- base de tendencia plana, no erosiva y de techo cóncavo. La geometría también puede ser tabular. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa.

Esta facies puede interpretarse como facies en transición lateral a las facies de laminación paralela, como las descritas por Rust (1978). Se forman en zonas someras con escaso relieve, con flujos de alta velocidad. Equivalen a las facies Sl de Miall (1977, 1978, 1981), a las facies A.ec.ba. de Pérez-Arlucea (1985) y a la facies Aba de García-Gil (1990).

- **Stp:** Areniscas con *tepees* (Fig. 4.3.a y Fig.4.4.). Son arcosas dolomíticas, amarillas, de grano fino a muy fino. El espesor es de 5 mm a 3 cm. La geometría de los niveles es, en conjunto, tabular. Se encuentra en la Fm. Lutitas y areniscas de Cuevas de Ayllón.

Se interpretan como estructuras de desecación y expansión sinsedimentaria debido a las fuerzas de cristalización (Assereto y Kendall, 1971). Equivalen a las facies ADtp de García-Gil (1990).

- **Sep:** Areniscas con estratificación *épsilon* (Fig. 4.3.a). Son arcosas de color ocre. El tamaño de grano es fino. El espesor de los niveles varía de 15 a 40 cm. Los cuerpos tienen una geometría sigmoidal. Su organización interna está compuesta por estratificación cruzada planar (Sp) y, sobre todo, de surco (St), que aparecen dispuestas en dirección perpendicular a las superficies *épsilon*. La bioturbación de estos niveles es escasa. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa.

Pueden interpretarse como acreción lateral en canales de cierta sinuosidad y barras. Equivalen a las facies A.ec.ep. de Pérez-Arlucea (1985) y a las facies Aep de García-Gil (1990).

- **Fm:** Lutitas masivas o con laminación difusa (Fig. 4.3.a), de color gris, rojo, morado, naranja, ocre, amarillo o negro. El espesor de los niveles varía entre 0,1 y 4,0 m. La Fm. Carrascosa presenta los menores espesores de esta facies. Adquieren diferente geometría dependiendo de las morfologías preexistentes que rellenen, aunque en general son bastante tabulares (Fig.4.4.). En ocasiones se pueden encontrar niveles algo dolomíticos, más cementados, con pseudomorfo de halita y brechas de cantos planos. Algunos niveles rojos contienen carbonatos en manchas irregulares o en costras. Pueden presentar bioturbación (tubos rectos, etc), huellas de procesos edáficos, grietas de desecación, costras y nódulos carbonáticos y evaporíticos. Ocasionalmente estos niveles aparecen en forma de *mud-drapes* que tapizan superficies existentes. Se encuentra en las formaciones de carácter costero.






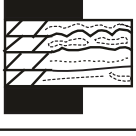

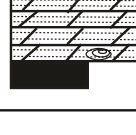
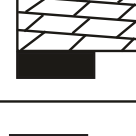

Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
BRECHAS	Bf		Brechas de cantos de lutita grises y rojos y cuarcita	Brecha oligomítica de lutita con matriz arenosa y lutítica	Variable	0,1 a 1,0	-Abundante biotur.	Lenticular: -B. erosiva y cóncava, T. plano.
	Bs		Brechas con cantos de arenisca roja	Brechas oligomíctica de arenisca con matriz arenosa gruesa	Variable	0,1 a 0,4	-Escasa biotur.	Lenticular: -B. erosiva y cóncava, T. plano.
	Bd		Brechas con cantos de dolomía	Brecha oligomítica de dolomictita y bindstone en una matriz microcristalina	Variable	0,2 a 0,4	—	Lenticular: -B. erosiva e irregular, T. plano. Tabular: -B. y T. planos irregulares.
DOLOMIAS	Dm		Dolomías de aspecto masivo	Mudstone con terrígenos y dolopseudosparitas con terrígenos	Microcristalino y micrítico	0,05 a 0,2	-Escasa a moderada biotur. -ostrácodos Bivalvos -Procesos Edáficos	Tabular en afloramiento: - B. y T. planos. Lenticular: - B. cóncava y T. plano.
	Dr		Dolomías con ripples	Dolomictitas, con terrígenos	Micrita y muy fino	0,1 a 0,2	-Abundante bioturb. -Procesos Edáficos	Tabular: - B. y T. planos.
	Dal		Dolomías con laminación algal	Bindstone con terrígenos	Muy Fino	0,03 a 0,4	-Abundante biotur.	Tabular: - B. y T. planos.
	Dtp		Dolomías con tepees	Micritas y microesparitas	Fino a medio	0,1 a 0,25	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Dh		Dolomías con laminación paralela	Mudstone con terrígenos	Fino a micrítico	0,06 a 0,17	-Moderada biotur. -Fragmentos de conchas	Tabular: - B. y T. planos.
	DI		Dolomías con estratificación cruzada de bajo ángulo	Mudstone	Muy fino	0,05 a 0,15	—	Tabular: - B. y T. planos.
EVAPORITAS	Gyn		Evaporitas nodulares	Yeso y anhidrita	Mesocristalino y macrocristalino	0,05 a 0,3	—	Tabular: - B. y T. planos.

Fig.4.3.b. Continuación facies costeras de las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya.

Esta facies es el resultado de la decantación y agradación de materiales terrígenos a partir de carga en suspensión. Son equivalentes a las facies Fm de Miall (1977, 1978) en áreas de llanura lutítica, de inundación y de canales abandonados. Los niveles dolomíticos y los pseudomorfos de halita indican momentos de aridez. Las estructuras de *mud-drapes* se generan por pequeños cambios en el tipo de transporte. También equivalen a las facies Lms.lp. y L.ms. de Pérez-Arlucea (1985) y Lm de García-Gil (1990).

- **Fr:** Lutitas, ocasionalmente arenosas, grises, verdes y rojas, con *ripples* de corriente y/o de oscilación (Fig. 4.3.a). El espesor de los niveles varía entre 0,15 y unos 0,2 m. Los *ripples* son de altura milimétrica a centimétrica. La extensión lateral de los niveles no sobrepasa los 10 cm. La geometría de los niveles es irregular (Fig.4.4.) según la superficie que tapizan, aunque con frecuencia es tabular. En ocasiones presentan procesos edáficos superpuestos. Pueden presentar grietas de desecación. Se asocian frecuentemente con costras dolomíticas y a pseudomorfos de halita. Se encuentra en las formaciones de carácter costero.

Se interpretan como depósitos a partir de la carga en suspensión que se intercalan con picos de corrientes de tracción, donde se forman pequeños *ripples* de arena y de limo. La presencia de grietas de desecación, costras, pseudomorfos de sales y procesos edáficos indican periodos de exposición, suficientemente prolongados para que se generen procesos edáficos. Se corresponden con las facies Lr de García-Gil (1990) y con las L.ec.Rp. de Pérez-Arlucea (1985).

Fn: Lutitas con nódulos y costras carbonáticas y evaporíticas (Fig. 4.3.a). El color es gris, rojo, morado y verde. El espesor varía entre 20 cm y 2,5 m. Pueden presentar bioturbación. La geometría es tabular. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya

Esta facies se produce por la evolución de los procesos edáficos y de evaporación bajo condiciones de aridez. Se corresponden con las facies Lm y Lh de García-Gil (1990).

- **Bf:** Brechas de cantos de lutitas (Fig. 4.3.b y Fig.4.4.). El color es rojo y gris. Es una brecha oligomítica de lutita con matriz arenosa y lutítica. Los cantos pueden llegar a medir hasta 8 cm, aunque el tamaño medio es de 3 cm. El espesor de los niveles es de varios decímetros hasta 1 m. Se observan zonas con abundante bioturbación. La geometría es lenticular con base erosiva e irregular y techo plano. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Puede deberse a la erosión, transporte y sedimentación de superficies fangosas. Estas superficies se desecan y posteriormente son erosionadas, siendo transportadas y depositadas en otras zonas (Kirschbaum y Hettinger, 2004). Equivalen a las facies Cl.be. de Pérez-Arlucea (1985).

- **Bs:** Brechas de cantos de areniscas rojas, de grano muy grueso a medio, en una matriz arenosa ocre, de grano fino (Fig. 4.3.b). Los cantos pueden llegar a medir hasta 3 cm. El espesor

de los niveles varía entre 2 y 40 cm. Se observa escasa bioturbación. La geometría es lenticular

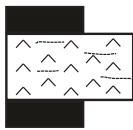

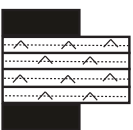

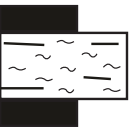




Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
EVAPORITAS	Gym		Evaporitas masivas	Yesos	Mesocristalino	<0,1	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyf		Evaporitas fibrosas	Yeso y anhidrita	Mesocristalino	0,01 a 0,05	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyl		Evaporitas con laminación paralela	Yeso y anhidrita	Microcristalino	0,05 a 0,1	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyr		Evaporitas con ripples	Yeso y anhidrita	Microcristalino	0,02 a 0,03	—	Lenticular: -B. erosiva e irregular, T. plano.
MIXTAS	Mm		Margas masivas o con laminación difusa	Margas dolomíticas	Fino a muy fino	0,03 a 0,2	-Abundante biotur. -Ostrácodos y bivalvos	Tabular: - B. y T. planos.
	Mr		Margas con ripples	Margas dolomíticas	Lutita	0,04 a 0,15	-Abundante biotur. -Escasos fragmentos de conchas	Tabular: - B. y T. planos.
	SFf		Estratificación flaser	Arcillas y arcosas	Lut: Arcillas. Ar: Muy fino	<0,2	—	Tabular: - B. y T. planos.
	SFw		Estratificación wavy	Arcosas y arcillas	Lut: Arcillas. Ar: Fino	0,1 a 0,4	—	Tabular: - B. y T. planos.
	SFl		Estratificación lenticular	Arcillas y arcosas	Lut: arcillas. Ar: Muy fino	0,04 a 0,1	—	Tabular: - B. y T. planos.

Fig.4.3.c. Continuación facies costeras de las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya.

con base erosiva e irregular y techo plano. Se encuentra en la formación Lutitas de Cuevas de Ayllón.

Puede deberse a la erosión de una superficie arenosa preexistente. Este material es transportado por el flujo y sedimentado en otras zonas del sistema. (Kirschbaum y Hettinger, 2004).

- **Bd**: Brechas dolomíticas de color blanco, amarillo o gris, en niveles de unos 20 cm a 40 cm (Fig. 4.3.b). Los cantos son de dolomía de entre 1 y 2 cm. Se trata de una brecha oligomítica de dolomicrita en una matriz microcristalina. Las dolomías eran originariamente *bindstone*. La geometría es irregular, pudiendo encontrar también geometrías lenticulares y tabulares. Localmente la geometría puede ser erosiva. Esta facies solo se encuentra en la parte inferior y media de la unidad. (Fig.3.19.). Se encuentra en la formación Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Estas brechas de aspecto caótico pueden formarse por el colapso producido por la disolución de evaporitas interestratificadas (Kendall, 1969 y Strasser, 1984). Equivalen a las facies B.de. de Pérez-Arlucea (1985).

B) Facies dolomíticas

- **Dm**: Dolomías microcristalinas, a veces arenosas, de aspecto masivo (Fig. 4.3.b y Fig.4.4.). Son dolomicroesparitas. Se clasifica como *mudstone*. El color es ocre, blanco y amarillo. Se encuentran en niveles de 0.05 a 0,2 m. Se reconoce abundante bioturbación y fragmentos de ostrácodos, dasicladáceas, pelecípodos, gasterópodos, foraminíferos (miliólidos) y otros fragmentos de conchas inclasificables. Presentan grietas de desecación. La extensión lateral de los niveles es variable. La geometría es tabular en afloramiento, aunque puede ser lenticular a una escala mayor. Los terrígenos, cuarzo y moscovita, tienen tamaño arena fina. En ocasiones se distinguen procesos edáficos superpuestos. Se encuentra en las formaciones de carácter costero.

Se interpretan como depósitos de fangos carbonáticos y terrígenos con una lámina de agua muy somera, que se deseca periódicamente. Son similares a las descritas por Ramos (1979) y Collinson (1983). La presencia de material terrígeno se debe a los aportes externos de agua. Se produciría exposición subaérea periódica por la presencia de grietas de retracción. Equivalen a las facies D.ms de Pérez-Arlucea (1985) y Dm de García-Gil (1990).

- **Dr**: Dolomías, blancas grises y ocre, con *ripples* de oscilación y de corriente (Fig. 4.3.b). Son dolomicritas, doloesparitas y dolomías de grano fino, ocasionalmente con terrígenos. El espesor de los niveles es milimétrico a centimétrico, con un espesor máximo de 0,2 m. La geometría de los cuerpos es tabular. En ocasiones aparecen grietas de desecación, porosidad móldica de evaporitas o procesos edáficos superpuestos. Abundante bioturbación. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Estas facies se producen por sedimentación de granos carbonáticos a favor de corrientes tractivas y/o oscilatorias con un régimen de flujo bajo, colmatando superficies someras. La presencia de grietas de desecación, porosidad móldica de evaporitas o procesos edáficos superpuestos indica periodos prolongados de exposición. Equivalen a las facies D.ec.rp. de Pérez-Arlucea (1985) y Dr de García-Gil (1990).

- **Dal**: Dolomías ocre, grises y blancas, ocasionalmente arenosas, con laminación de algas (Fig. 4.3.b y Fig.4.4.). Son *bindstones* con un alto contenido en terrígenos. El tamaño de grano es muy fino. Se encuentran en niveles de 3 a 40 cm. La geometría es tabular. Son facies muy abundantes en la unidad Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón. Frecuentemente los niveles algales se encuentran fragmentados a techo de los bancos. Pueden observarse grietas de desecación, *tepees* y porosidad fenestral. En algunos niveles se observan, además, moldes de evaporitas. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Estas facies se generan por el crecimiento y desarrollo de algas en zonas encharcadas someras. (Shinn *et al.*, 1969; James, 1979). Ocasionalmente estas zonas reciben aportes de agua en los momentos de tormentas o de marea alta que aportan el material terrígeno. Todas las estructuras de desecación se generan por la evaporación y secado, y a veces removilización, de los niveles algales que se fracturan. Las algas laminares de colores muy claros indican una oxidación alta (Shinn *et al.*, 1969) o también formación de sulfatos autigénicos en zonas de salinidad fluctuante (James, 1979). Equivalen a las facies Dal de Pérez-Arlucea (1985) y a ADal de García-Gil (1990).

- **Dtp**: Dolomías con estructura *tepee*, de grano fino a medio de color ocre, amarillo y a veces gris (Fig. 4.3.b y Fig.4.4.). Son micritas y/o microesparitas. Los niveles son de varios decímetros (0,1-0,25 m) y se encuentran asociados a brechas dolomíticas. La geometría es tabular. Pueden presentar porosidad móldica de evaporitas. Son facies muy abundantes en la unidad Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Esta facies es el resultado de la desecación y expansión de los cristales de carbonato (Assereto y Kendall, 1971). Equivale a las facies ADtp de García-Gil (1990).

- **Dh**: Dolomías, algo arenosas, con laminación paralela (Fig. 4.3.b). El color es gris y amarillo. Su clasificación es *mudstone* con terrígenos. El tamaño de grano es fino y micrítico. El espesor de los niveles es centimétrico a decimétrico (0,06 – 0,17). En ocasiones hay grietas de desecación y porosidad móldica de evaporitas. Presentan bioturbación moderada y fragmentos de conchas. La geometría es tabular a escala de afloramiento. Se localiza en las formaciones Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya

Esta facies se general por la alternancia de decantación de fangos carbonáticos y de corrientes tractivas con momentos de aguas con régimen de flujo bajo, similares a las descritas por Eren *et al.* (2002). La presencia de grietas de desecación indica exposición subaérea y los moldes de evaporitas alta salinidad y evaporación.

- **DI:** Dolomías con estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig. 4.3.b). El color es blanco y amarillo. El tamaño de grano es muy fino. Las dolomías se clasifican como *mudstone*. El espesor de los niveles es decimétrico (0,05-0,15), en un únicos *set*. La geometría es tabular. En ocasiones hay porosidad móldica de evaporitas y grietas de desecación a techo. Se encuentra en la formación Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Se pueden interpretar como el transporte de carbonatos por flujos de alta velocidad en zonas con escaso relieve (Rust, 1978).

C) Facies evaporíticas.

Gym: Yesos masivos blancos (Fig. 4.3.c). Se presentan en niveles de escasa potencia y continuidad lateral. El espesor no suele superar los 10 cm. La geometría es tabular de base y techo plano. Se localiza en la formación Lutitas versicolores de Atalaya

Esta facies se desarrollaría por procesos de concentración y evaporación de sales en zonas someras y encharcadas (Rodríguez-Aranda y Calvo, 1998; Ortí *et al.*, 2003). Equivalen a las facies de “Yesos masivos bioturbados” de (Rodríguez-Aranda y Calvo, 1998; Ortí y Rosell, 2000) y a las facies B de Salvany (1990).

- **Gyn:** Yesos y anhidritas blancas y grises con estructura nodular (Fig. 4.3.b) y *chicken-wire*. Los nódulos no superan los 3 cm. El espesor de los niveles varía entre 5 y 30 cm. El nivel de nódulos tiene una extensión lateral de menos de dos metros. Estos nódulos suelen encontrarse en una matriz de lutitas o de carbonato. Pueden aparecer tanto aislados, como formando láminas. La geometría es tabular de base y techo irregular. Se encuentra en las formaciones de carácter costero.

Estas facies se generan por el crecimiento de anhidrita en la zona vadosa de un ambiente árido o semiárido (Ortí *et al.*, 2007). También se producen durante los procesos de diagénesis, derivando de un cristal precursor de yeso. Equivalen a las facies Y.ms.pa. de Pérez-Arlucea (1985), a las facies C de Salvany (1990), a las G de Sáez *et al.* (2007) y a los yesos nodulares de la facies de “Yesos nodulares y yesos nodulares-bandeados” de Ortí *et al.* (2007).

- **Gyf:** Yesos blancos y grises fibrosos (Fig. 4.3.c). El espesor de los niveles varía entre 1 y 5 cm. Esta facies suele estar incluida en una matriz de carbonato, lutitas o incluso yeso. La extensión lateral de los mismos es muy irregular, desde unos pocos centímetros hasta 5 m. La geometría es tabular. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Esta facies es el resultado del relleno de fracturas con cemento fibroso en sistemas hidrológicamente activos (Warren, 2006). Es la respuesta a la subsidencia asociada con la disolución y con el levantamiento de la sal (Gustavson *et al.*, 1994) o a las fracturas hidráulicas provocadas por la transformación de anhidrita a yeso (Cosgrove, 2001) El relleno de la fractura



Fig. 4.4. A) Facies arenosas del techo de la Fm Lutitas de Cuevas de Ayllón; B) Facies con estructura *wavy* de la Fm Lutitas de Cuevas de Ayllón; C) Facies con estructura *flaser* de la Fm Lutitas de Cuevas de Ayllón; D) *Ripples* linguoides muy desarrollados de la Fm Lutitas de Cuevas de Ayllón; E) Aspecto de la bioturbación en las facies arenosas de la Fm Lutitas de Cuevas de Ayllón; F) Estratificación cruzada de surco y laminación horizontal características del afloramiento de Cuevas de Ayllón de la Fm. Areniscas de Carrasosa de Arriba; G) Facies de brechas de cantos blandos de la Fm. Areniscas de Carrasosa de Arriba; H) Niveles de dolomías masivas y brechas dolomíticas y lutíticas de la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón; I) Facies algales de la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón; J) Alternancia de facies lutíticas-arenosas-dolomíticas y lutíticas-dolomías de la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya.

es normalmente zonado, formado por dos láminas paralelas.

- **Gyl:** Yeso blanco laminar (Fig. 4.3.c). Aparece en niveles de 5 a 10 cm. La geometría es lenticular, de base irregular y techo plano. Puede presentar grietas de desecación a techo de los niveles. Se localiza en la formación Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón

Estas facies se forman en condiciones subacuáticas someras por procesos de decantación de yeso primario laminado (Ortí *et al.*, 2007). Cuando estos niveles laminados se desecan se producen grietas. Equivalen a las facies Y.Ln. de Pérez-Arlucea (1985), a las facies E de Salvany (1990) y a las facies de “Yesos laminados” de Ortí *et al.* (2007).

- **Gyr:** Yeso blancos con *ripples* (Fig. 4.3.c). El espesor de los niveles varía entre 2 y 3 cm. La geometría es tabular y la extensión lateral es centimétrica. Se encuentra en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón

Se producen por la removilización de materiales evaporíticos, previamente generados por precipitación, en zonas someras encharcadas.

D) Facies Mixtas arenoso-lutíticas.

- **SFf:** Areniscas y lutitas con estratificación *flaser* (Fig. 4.3.c y Fig.4.4.). Son arcillas grises que tapizan a arcosas blancas, de grano muy fino. El espesor del conjunto de areniscas y lutitas no supera los 20 cm. La geometría es tabular. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa.

Se interpretan como alternancia en el tipo de transporte y la energía del flujo, en los cuales se produce el depósito de arenas con *ripples* y cuando la energía disminuye se depositan los materiales finos que estaban en suspensión, rellenando los senos de los *ripples* creados en areniscas. Estas lutitas alcanzan el espesor máximo en los senos de los *ripples* (Reineck y Wunderlich, 1968).

- **SFw:** Areniscas y lutitas con estratificación *wavy* u ondulada (Fig. 4.3.c y Fig.4.4.). Son arcosas blancas y arcillas grises. El espesor de los niveles varía entre 10 y 40 cm. Los niveles de arenisca o lutita tienen un espesor que varía entre los 0,4 y 1,5 cm. La geometría es tabular. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa.

Se interpretan como el resultado de una alternancia en el transporte de fondo de arenas y decantación de fangos en equilibrio, con la misma proporción de las dos fracciones (Reineck y Wunderlich, 1968).

- **SFl:** Lutitas y areniscas con estratificación lenticular (Fig. 4.3.c). Son arcillas grises y cuerpos lenticulares de arcosas blancas, de grano muy fino. El espesor de los niveles varía de 4

a 10 cm. La geometría es tabular. Se encuentra en las formaciones Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa.

Esta facies se produce por la migración de *ripples* sobre un sustrato fangoso con procesos de cambio en el tipo de transporte de la corriente (Reineck y Singh, 1980). Facies similares a estas han sido descritas por Reineck y Wunderlich (1968) y a las facies L.ec.rp. de Pérez-Arlucea (1985).

- **Mm**: Margas dolomíticas grises y ocre, masivas o con laminación paralela (Fig. 4.3.c). Se observan niveles de 3 a 20 cm. Presentan abundante bioturbación y escasa fauna compuesta por ostrácodos y bivalvos. Ocasionalmente se pueden observar grietas de desecación a techo en niveles más compactos. La geometría es tabular. Las formaciones en la que aparecen estas unidades son Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya.

Equivale a M.D. de Muñoz (1992) y Ms de Sáez *et al.* (2006). Se producen como resultado de la decantación de barros calcoarillosos en áreas someras. Se producen en un medio de energía baja, con aportes de terrígenos finos locales. Las grietas de desecación se interpretan como exposición subaérea periódica.

- **Mr**: Margas dolomíticas con *ripples* de corriente y de oscilación (Fig. 4.3.c). El color es gris y ocre. El espesor es centimétrico a decimétrico (0,04-0,15 m). La geometría es tabular. Presentan abundante bioturbación y escasos fragmentos de conchas. Ocasionalmente hay porosidad móldica de evaporitas. Se encuentra en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

El depósito de esta facies se produciría por decantación de fangos calcoarillosos que alternan con corrientes de baja energía que generan *ripples* de corriente. Los *ripples* de oscilación se originarían a favor del viento. La presencia de evaporitas implica alta salinidad y evaporación. Equivalen a las facies M.D. de Pérez-Arlucea (1985).

4.2.3. Asociaciones de facies del Medio Costero

A) Asociación de facies A: Canales fluviales.

Descripción: Esta asociación está compuesta por areniscas ocre, rojas y amarillas de grano medio a fino y, de manera subordinada, lutitas rojas y moradas (Fig. 4.5.). Las areniscas presentan estratificación cruzada planar (Sp) y de surco (St), estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl) y laminación paralela (Sh). Pueden encontrarse cantos de cuarcita dispersos y cantos blandos, formando *lag* de escasa potencia (Bf). A techo de estos cuerpos pueden aparecer *ripples* de corriente (Sr). La geometría de los cuerpos es lenticular, con base cóncava erosiva y techo plano. También hay cuerpos arenosos tabulares, de base y techo planos, de no más de 1,0 m de espesor. La extensión lateral de estos cuerpos de areniscas no supera los

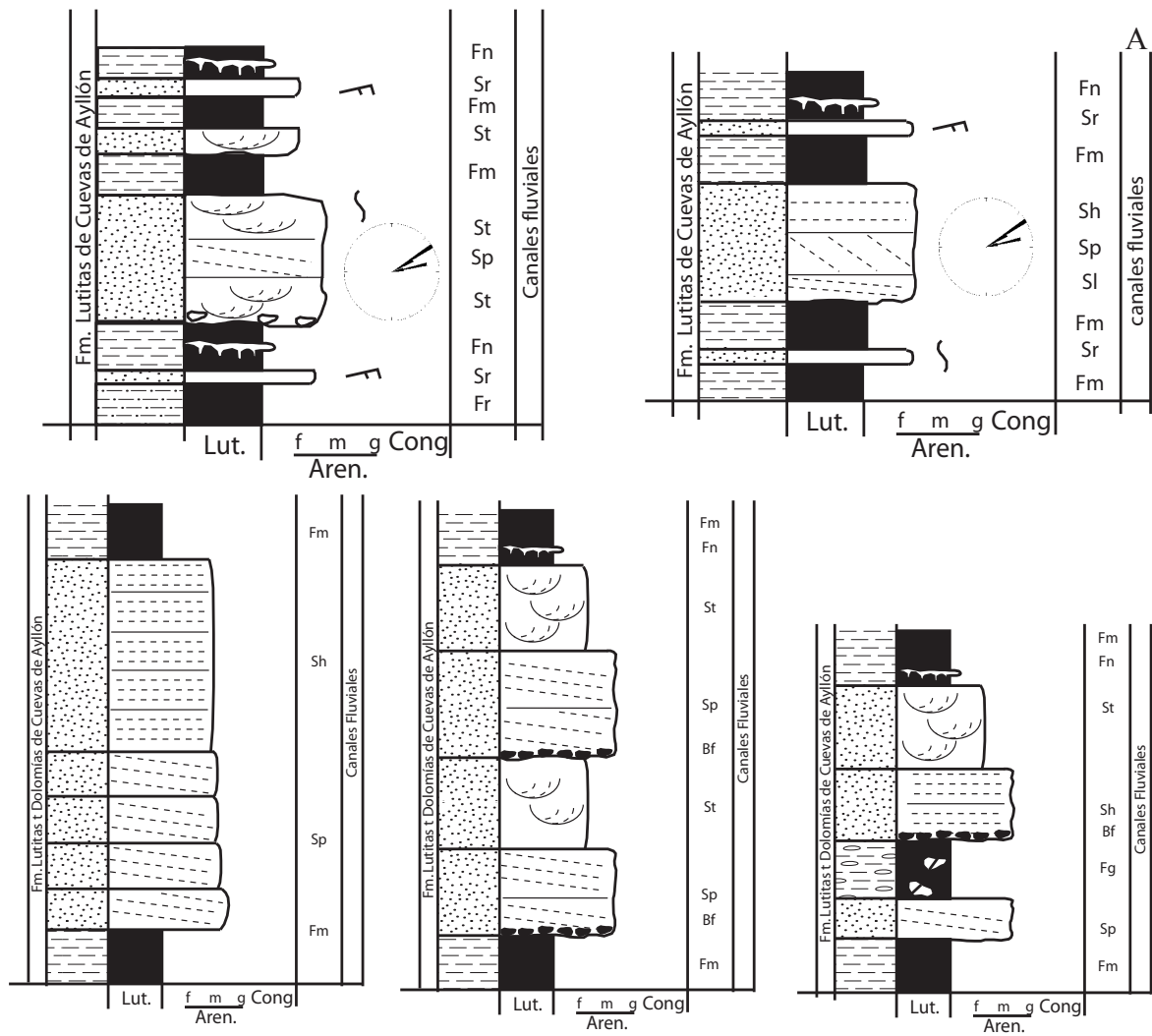


Fig.4.5. Asociación de facies de canales fluviales. A) Columnas resumen de la asociación; B) Vista de los canales en el afloramiento de Cuevas de Ayllón; C) Detalle de la unidad: estratificaciones cruzada planar de la Fm. lutitas y dolomía de Cuevas de Ayllón..

15 m. En las lutitas (Fm) se aprecian huellas incipientes de procesos edáficos (Fn). Presentan escasa bioturbación. Este elemento tiene varias direcciones predominantes de paleocorriente; alrededor de NNE, N35°E, N55°E y N75°E.

Interpretación: Esta asociación se interpreta como el depósito de canales fluviales (Miall, 1996). La laminación paralela se produce por flujos de alta energía (Collinson y Thompson, 1989) y en momentos de inundación (Stear, 1985). La estratificación cruzada de surco y la estratificación cruzada planar (Fig. 4.5.) se desarrollarían por migración de formas de fondo (Miall, 1996). La estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl) se produce por la acreción de barras longitudinales (Miall, 1996). La presencia de *ripples* es el resultado de un flujo de baja energía, que tapiza otras estructuras mayores. Estos canales son de baja sinuosidad con un número reducido de barras. La base de los canales puede presentar una superficie erosiva y estar tapizada por cantos. Los canales que presentan laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo se corresponden con rellenos rápidos de los canales y un carácter más efímero, mientras que los que presentan estratificación cruzada planar y de surco son canales más estables, con desarrollo de barras. Esta asociación predomina en la parte inferior de la unidad de la formación Lutitas de Cuevas de Ayllón. También se encuentra en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

B) Asociación de facies B: Llanura de inundación con procesos edáficos.

Descripción: Esta asociación (Fig.4.6.) está compuesta por niveles de entre 1,5 y 3 m de espesor de arcillas y limos rojos (Fm) con algunas costras dolomíticas y niveles milimétricos arenosos. Las arcillas pueden presentar moteados y nódulos milimétricos de Fe (Fn). Pueden observarse niveles de arcillas grises con costras dolomíticas (Fm). Las costras grises de composición dolomítica (Dm) tienen un espesor milimétrico y presentan grietas de desecación y huellas de procesos edáficos. Los niveles arenosos son arcosas (Sr) de grano muy fino y fino, ocre, con un espesor máximo de 4 cm. La geometría de los cuerpos es tabular.

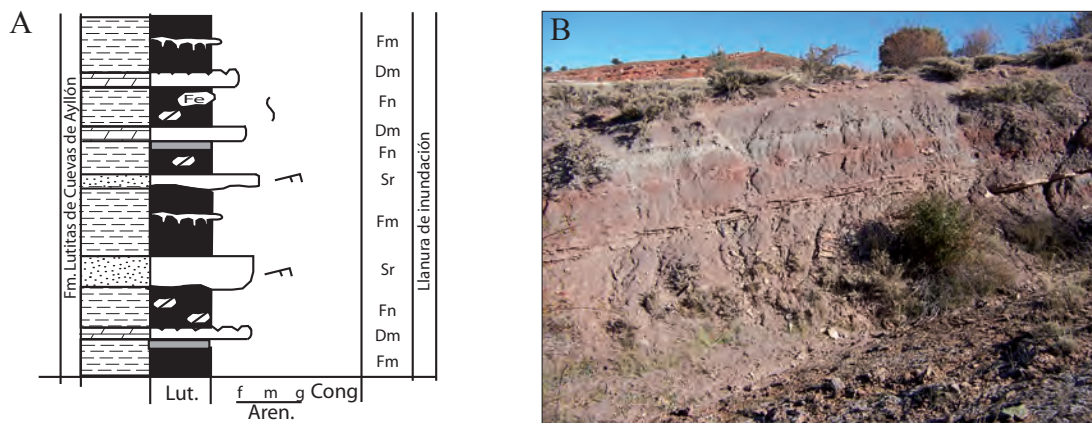


Fig.4.6. Asociación de facies de llanura de inundación. A) Columna resumen de la asociación; B) Vista de la llanura de inundación en el afloramiento de Cuevas de Ayllón.

Interpretación: Esta asociación representaría la sedimentación en una llanura de inundación (Fig.4.6.). La litología más abundante es lutítica de carácter masivo, que se habría depositado como resultado de la acreción vertical de la llanura de inundación y tras el abandono del canal (Miall, 1996). Además destaca la presencia de costras carbonáticas de tamaño milimétrico, nódulos de Fe y arcillas moteadas y huellas de raíces, indicativas de procesos edáficos incipientes (Collinson, 1996). Las costras dolomíticas de mayor espesor se habrían

formado en zonas encharcadas, que se secaba periódicamente, como se deduce de las grietas de desecación presentes en estos sedimentos. Localmente se encuentran finos niveles de areniscas, de grano muy fino, con *ripples* que se interpretan como depósitos de desbordamiento o mantos sobre la llanura de inundación (Cant y Walker, 1976). El mayor desarrollo de esta asociación se produce al W del Sector Central y en el todo el Sector Suroriental en las formaciones de Lutitas de Cuevas de Ayllón.

C) Asociación de facies C: Canal mareales.

Descripción: Esta asociación está compuesta por areniscas ocre, de grano fino a medio y en menor proporción lutitas masivas (Fm) grises (Fig.4.7.). En la base de algunos canales pueden aparecer brechas de cantos blandos (Bf) y ocasionalmente brechas de cantos de arenisca roja, de grano fino (Bs), formando un *lag* de hasta 30 cm de espesor. Las areniscas suelen presentar estratificación cruzada de surco (St) en *sets* entre 10 y 25 cm. En ocasiones pueden encontrarse cantos blandos dispersos a base de los *sets*. Frecuentemente se observa estratificación *épsilon* (Sep) en los cuerpos arenosos. En algunos de estos canales se observa estratificación cruzada planar (Sp). A techo de los niveles de areniscas se depositan *ripples* (Sr), tanto de corriente como de oscilación, *mud-drapes* y finos niveles de estratificación heterolítica

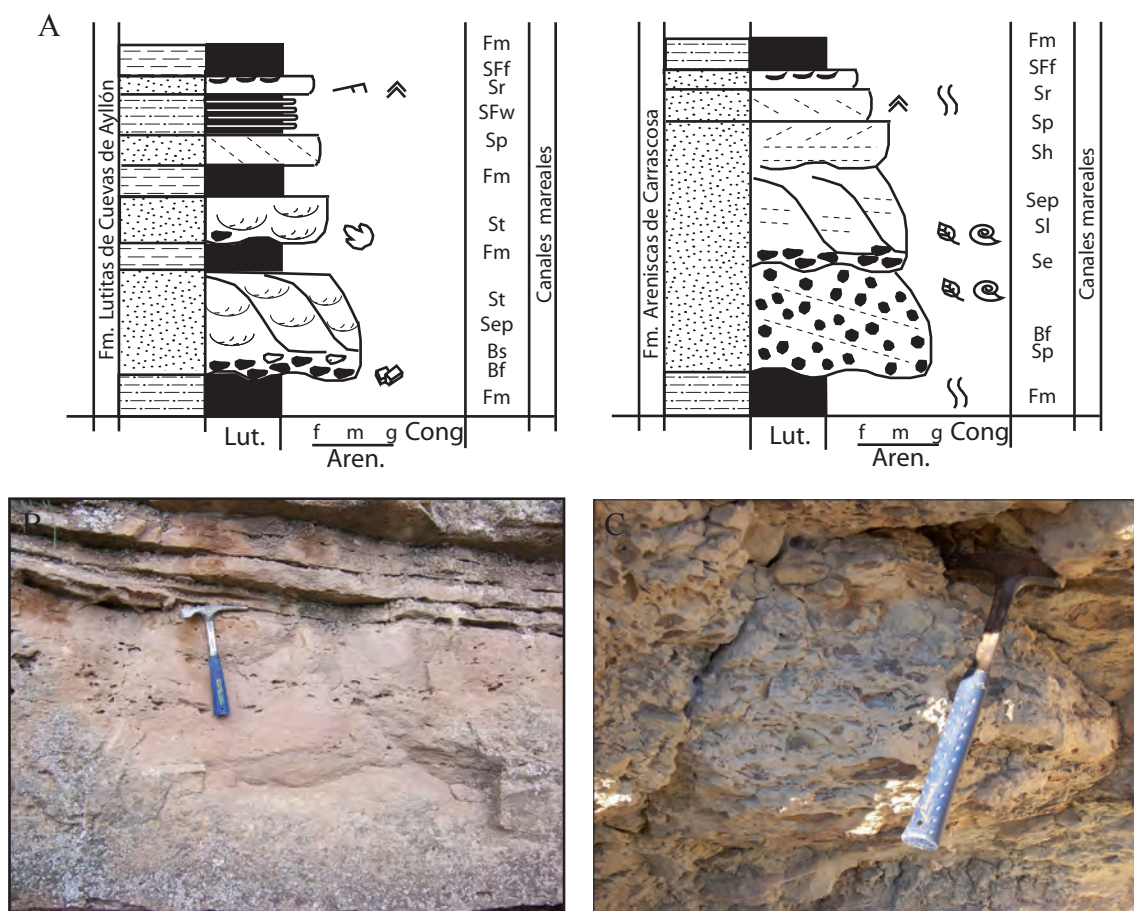


Fig.4.7. Asociación de facies de canales mareales. A) Columna resumen de la asociación; B) Detalle de los canales mareales en el afloramiento de Cuevas de Ayllón; C) Detalle de los cantos blandos en los canales de la Fm. Areniscas de Carrascosa

(SFf y SFw). Se observan icnofósiles (huellas de reptiles) y abundantes restos vegetales. La geometría de los cuerpos es lenticular, de base cóncava, pudiendo ser o no erosiva, y techo plano. La extensión lateral de los niveles arenosos no supera los 10 m. Las paleocorrientes de esta asociación tienen una amplitud de 160°. Aunque se distingue una paleocorriente principal en N80°E y secundarias en NE, N45°E, N60°E.

Interpretación: En conjunto la asociación se interpreta como el relleno de canales con influencia mareal (Fig.4.7.). La presencia de brechas basales, tanto de lutita como de arenisca, y la gran abundancia de restos vegetales se interpreta como un *lag* formado por la removilización de las superficies infrayacentes no consolidadas y por la caída de materiales poco consolidados de las orillas del canal. A techo de algunos cuerpos arenosos se observan *ripples* y *mud-drapes* que indican cambios en el tipo de transporte y en la energía del medio (Nio y Yang, 1991). La presencia de estratificación cruzada *épsilon* se interpreta como acreción lateral de canales con sinuosidad (Smith, 1988; Dalrymple *et al.*, 1992; Thomas *et al.*, 1987 y deMowbray, 1983). La presencia de estratificación heterolítica indica también cambios en el tipo de transporte de la carga. Localmente se observan secuencias granodecrecientes en el relleno de estos canales, desde grano medio a fino, con *ripples* a techo. Esta asociación se localiza en el Sector Central y sobre todo, en los alrededores de la localidad de Cuevas de Ayllón en la formación de Lutitas de Cuevas de Ayllón. También se localiza en la Fm. Areniscas de Carrascosa.

D) Asociación de facies D: *Crevasse splay*.

Descripción: Esta asociación está compuesta por areniscas y lutitas en cuerpos de espesor decimétrico (Fig.4.8.). Está formada por lutitas masivas (Fm) que alternan con niveles de areniscas y lutitas con *ripples* (Fr). Los niveles de areniscas son de grano fino a medio, de color ocre. El espesor de estos niveles arenosos varía de 0,2 a 0,7 m y tienen una continuidad lateral de decenas de metros. Los niveles de areniscas de menor espesor presentan estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Los niveles de areniscas de mayor espesor presentan *ripples*, tanto de corriente como de oscilación (Sr), a base y a techo, y estratificación cruzada planar (Sp) y planar de bajo ángulo (Sl). También se observan niveles arenosos con laminación paralela (Sh) y *ripples* (Sr). La geometría puede ser tanto tabular como lenticular, esta última con base plana y techo cóncavo. En el afloramiento de Cuevas de Ayllón se ha observado cierta secuencialidad en estos depósitos con una tendencia granocreciente y estratocreciente a base, mientras que desde la parte media hasta el techo es granodecreciente y estratodecreciente. Se han medido dos direcciones principales de paleocorriente, alrededor de N10°E y N170°E. Estas direcciones tienden a ser oblicuas a las direcciones de paleocorriente de los canales principales.

Interpretación: Esta sucesión ha sido descrita como depósitos de *crevasse splay* por Elliot (1974). La alternancia de niveles tabulares y lenticulares de areniscas (Fig.4.8.) indica cambios de energía del flujo con diferente poder de erosión. El desarrollo de *ripples*, indica un régimen de flujo bajo. Mientras que el cambio a estratificación cruzada planar y de bajo ángulo indica un incremento en la energía de medio. Localmente se observa desde una energía baja, que va aumentando progresivamente, para decrecer en la parte superior de la asociación. Los *ripples* a techo de los niveles arenosos indican el tapizado de las superficies por parte de

la corriente. Esta asociación de facies está ligada con las asociaciones de canales descritos anteriormente. Estos depósitos de desbordamiento (*crevasse splay*) tienen una dirección del flujo oblicua con respecto a la del canal. Lateralmente, los niveles de *crevasse splay* pasan a las facies arcillosas y limosas de una llanura, que se desarrollaban junto con estos depósitos y los canales. Es una asociación escasa en la unidad Lutitas de Cuevas de Ayllón. Se observa en el Sector Suroriental y al W del Sector Central.

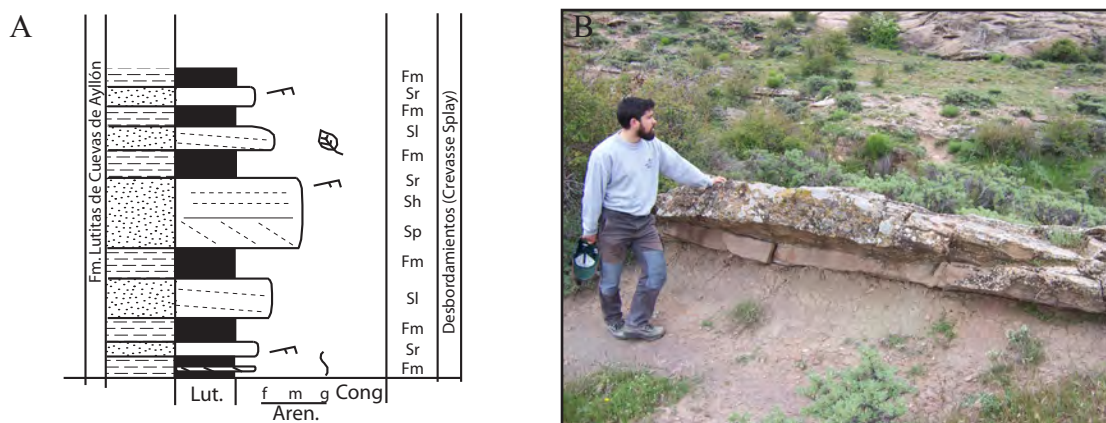
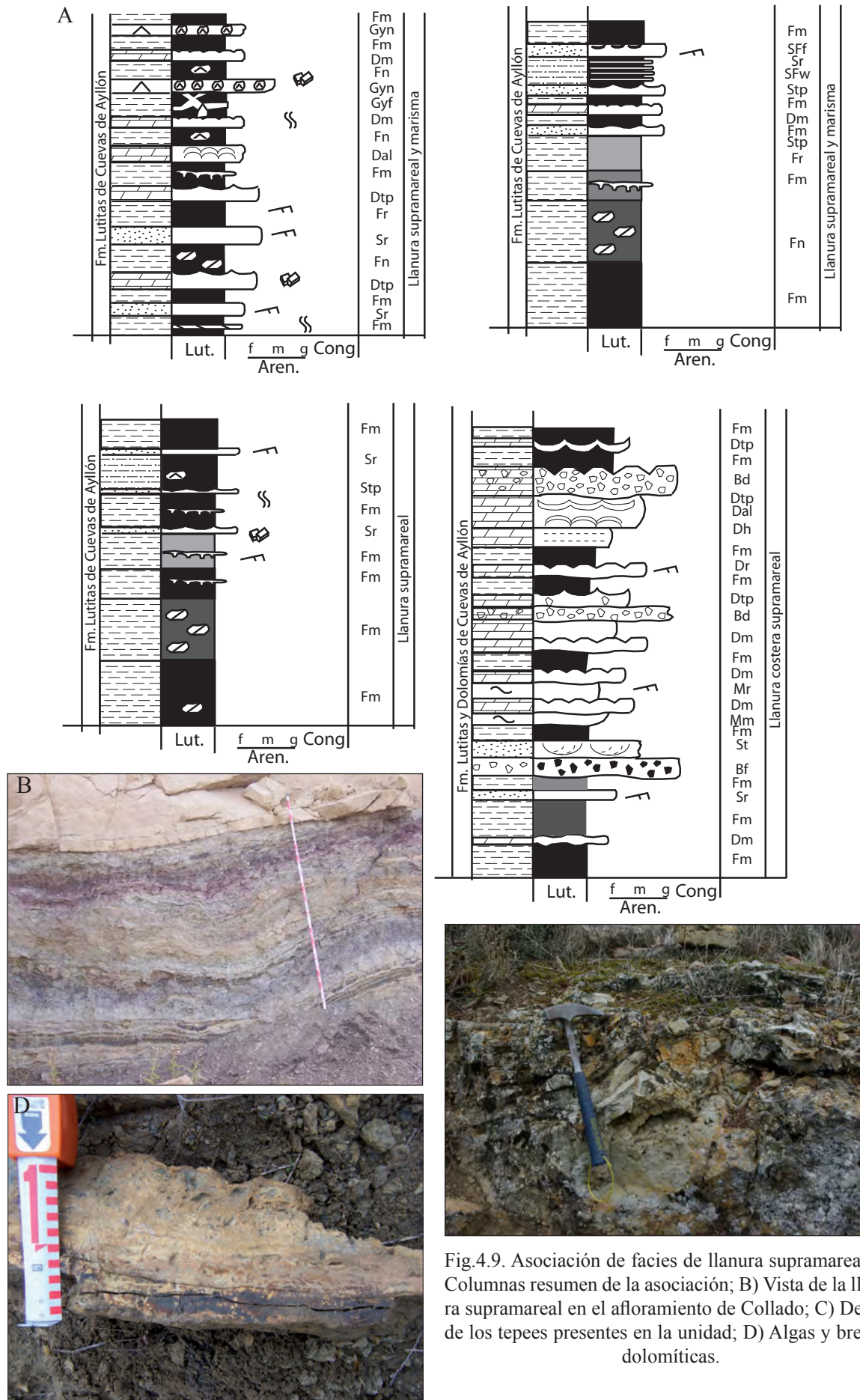


Fig.4.8. Asociación de facies de lóbulos de derrame (*crevasse splay*). A) Columna resumen de la asociación; B) Vista de los *crevasse splay* en el afloramiento de Cuevas de Ayllón.

E) Asociación de facies E: Llanura supramareal.

Descripción: Esta asociación está formada por lutitas, localmente arenosas o margosas, de colores rojos, morados, verdes y negros, en las Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón y Carrascosa y gris, amarillo, pardo y rojo, para las Fms. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Atalaya (Fig.4.9.). Como litología secundaria aparecen niveles de areniscas ocre de grano fino, dolomías micríticas ocre y yesos blancos. Las lutitas suelen ser masivas (Fm), con laminaciones milimétricas de *ripples* (Fr). Pueden aparecer nódulos carbonáticos (Fn) y en la zona E de estudio estos nódulos pueden estar compuestos por evaporitas, (Fn). Son comunes las huellas de procesos edáficos (moteados y huellas de raíces). Las areniscas suelen presentar laminación difusa, estructuras de *tepees* (Stp) y grietas de desecación. El espesor de los niveles de arenisca varía de unos pocos milímetros hasta 5 cm. Las dolomías suelen ser masivas (Dm) o laminadas (Dh) y en ocasiones pueden presentar *ripples* (Dr) tanto de corriente como de oscilación, en niveles de hasta 7 cm. Suelen aparecer niveles de hasta 40 cm de dolomías algales (Dal) y con estructura *tepee* (Dtp), grietas de desecación y *mud drapes*. En algunas zonas se desarrollan niveles de hasta 40 cm de espesor de brechas dolomíticas (Bd) ocre y grises. En menor medida se observan brechas de cantos blandos (Bf). La bioturbación es abundante en toda la asociación. Las lutitas pueden presentar moteados de colores que van desde grises y amarillos a rojo oscuro. Aparecen pequeños fragmentos de conchas. Los niveles de margas son en general masivos (Mm), aunque ocasionalmente pueden aparecer estructuras de *ripples* (Mr). Localmente aparecen niveles arenosos de grano fino, tabulares, con *ripples* (Sr) y con estratificación cruzada de surco (St). En la zona E del Sector Central es destacable la aparición de depósitos evaporíticos. Se presentan como niveles de no más de 3 cm de nódulos (Gyn) y costras milimétricas intercaladas con las lutitas, de colores oscuros. En algunos tramos de estas lutitas también pueden observarse el desarrollo de yeso fibroso formando travéculas (Gyf). La



bioturbación es variable. Los cuerpos tienen una geometría tabular, de bases y techos planos. Solo algunos niveles de areniscas pueden presentar formas canalizadas.

Interpretación: Esta asociación se interpretaría como el resultado de la sedimentación en una llanura supramareal (Reading y Collinson, 2004). Presenta zonas con abundantes depósitos evaporíticos perteneciente a un subambiente de llanura lutítica salina costera (Fig.4.9.) al E de la zona de estudio. La presencia mayoritaria de sedimentos de grano fino indica unas condiciones de sedimentación de baja energía. Los niveles de areniscas se asocian con depósitos de corrientes procedentes del continente no confinadas en momentos de media-alta energía. La presencia de lutitas, dolomías y margas formadas por procesos de decantación muestra un medio de sedimentación tranquilo y con zonas con una lámina de agua somera, debido a la inundación periódica por las mareas vivas y las tormentas. Las estructuras de *mud drapes* y las estratificaciones cruzadas indican alternancia de flujos locales (Boggs, 1995). Los cambios en el tamaño de grano también podrían explicarse por alternancia en la energía del flujo (Dalrymple, 1992). Los *ripples* de oscilación se generarían por corrientes de baja energía (Reineck y Singh, 1980) pueden deberse a la acción tanto del agua como del viento sobre la superficie encharcada. A techo estas areniscas presentan *tepees* y grietas de desecación, que indican procesos de exposición y deshidratación. Los tramos dolomíticos y margosos se desarrollarían en condiciones de sedimentación someras en zonas tranquilas, donde podían desarrollarse tapices algales de escasa entidad. También presentan indicadores de procesos de exposición, como son las grietas de retracción. Las brechas tanto dolomíticas como lutíticas se producen por la erosión y el posterior transporte y depósito de estos materiales. La falta de estructuras tanto en las areniscas como en las lutitas es probablemente el resultado de la abundante bioturbación que borra las estructuras primarias (Bromley, 1996).

Los colores rojos de las lutitas se asocian a procesos de oxidación. El color ocre del moteado podría indicar procesos edáficos (Brown y Kraus, 1981). Los colores grises y negros se asocian con procesos de reducción y con el contenido en materia orgánica (Howard y Frey, 1985). El color verde del moteado podría indicar procesos edáficos, con la existencia de periodos de exposición subaérea (Brown y Kraus, 1981). El moteado blanco arenoso también puede ser resultado de la bioturbación (Bromley, 1996). Esta asociación es la más representativa del Sector Suroriental de la formaciones de Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

F) Asociación de facies F: Llanura intermareal alta o fangosa.

Descripción: Esta asociación se caracteriza por la presencia de lutitas marrones, amarillas, rojas y grises y areniscas ocre y amarillas, de grano medio y fino (Fig.4.10.). Las lutitas suelen ser masivas (Fm) con escasas laminaciones limosas locales (Fr). Pueden observarse procesos edáficos. Las areniscas presentan frecuente laminación paralela (Sh), estratificación cruzada planar (Sp), de surco (St) y *epsilon* (Sep). Son muy abundantes los *ripples* (Sr), de corriente y de oscilación. Presenta abundante estratificación *wavy* (SFw) y *flaser* (SFf). La bioturbación es abundante. Se observan icnofósiles, como tubos rectos, en U, huellas de reptiles. También aparecen pequeños fragmentos de conchas indiferenciables y localmente pseudomorfo de

halita. La geometría de los cuerpos de areniscas puede ser tabular, de base y techo plano o lenticular, con base cóncava, erosiva o no, y techo plano; o base plana y techo convexo.

Interpretación: La alternancia de niveles arenosos y lutíticos y de estratificación heterolítica (*wavy* y *flaser*) puede sugerir un depósito con influencia mareal (Fig.4.10.). La laminación horizontal en las areniscas se debe a la acción de flujos de alta energía (Reineck y Singh, 1980). Las estratificaciones cruzadas de surco y planar se habrían depositado como cuerpos arenosos en los canales que surcan la llanura lutítica (Dalrymple *et al.*, 1992). La presencia de estratificación *epsilon* indica el depósito de canales con sinuosidad. Algunos de estos canales se encuentran asociados con niveles arenosos con estructuras de desbordamiento. (Dalrymple *et al.*, 1992). La laminación en las lutitas se debería a la decantación y acreción de los depósitos en suspensión (Reinson, 1992). La disposición y relaciones entre las distintas facies presentes permiten interpretar esta asociación como un ambiente de llanura intermareal lutítica surcada por canales, muchos de ellos sinuosos (Shamugam *et al.*, 2000). Se encuentra en la formación Lutitas de Cuevas de Ayllón.

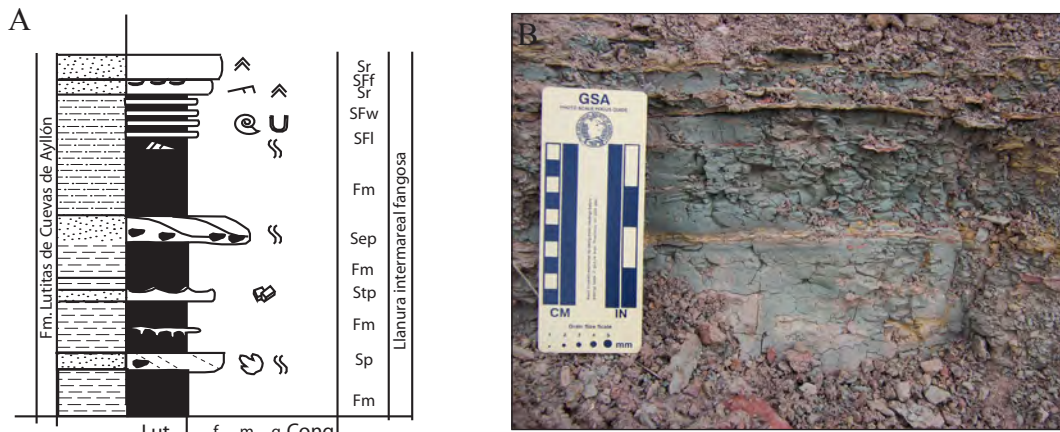


Fig.4.10. Asociación de facies de llanura intermareal fangosa. A) Columna resumen de la asociación; B)Detalle de los depósitos de llanura intermareal fangosa en el afloramiento de Cuevas de Ayllón.

G) Asociación de facies G: Llanura intermareal mixta.

Descripción: Esta asociación está compuesta por lutitas (Fm) y arcasas, de colores ocres y grises (Fig.4.11.). Las estructuras sedimentarias incluyen laminación horizontal (Sh), *flaser* (SFf), *wavy* (SFw) y lenticular (SFI), *ripples* (Sr) (sobre todo de oscilación), estratificación cruzada de surco (St), estratificación cruzada de bajo ángulo (SI) y *mud drapes*. Algunos niveles arenosos presentan estratificación cruzada de surco (St) y brechas de cantos (Bf y Bs). La bioturbación es abundante en toda la asociación (tubos rectos y en U). También se han encontrado escamas de peces y pequeños fragmentos de conchas. Las lutitas pueden presentar moteados grises y amarillos. La geometría de los cuerpos es tabular, de base y techo planos. Las paleocorrientes muestra dos direcciones principales al NE y SW, N45°E y N220°E. mostrando la bipolaridad característica de las llanuras mareales.

Interpretación: Esta llanura intermareal incorpora sedimentos tanto en suspensión como de carga de fondo como muestra la alternancia de depósitos arenosos y lutíticos. Estas variaciones de tipo de transporte y energía puede apreciarse en las estructuras de *mud drapes* (Boggs, 1995), *flaser* y *wavy*. Los cambios en el tamaño de grano también son frecuentes en este tipo de ambientes (Dalrymple, 1992). Aún cuando la estratificación *flaser* o *wavy* pueden aparecer en distintos ambientes sedimentarios (Howard y Frey, 1985), por sus características, las estructuras presentes y las asociaciones con las que se relaciona, nos indica que estas estructuras y los *ripples* de oscilación se habrían generado en zonas intermareales (Reineck y Singh, 1980; Raaf y Boersma, 1971). La falta de estructuras visibles tanto en las areniscas como en las lutitas es probablemente el resultado de la abundante bioturbación (Fig.4.11.) que borra las estructuras primarias (Bromley, 1996).

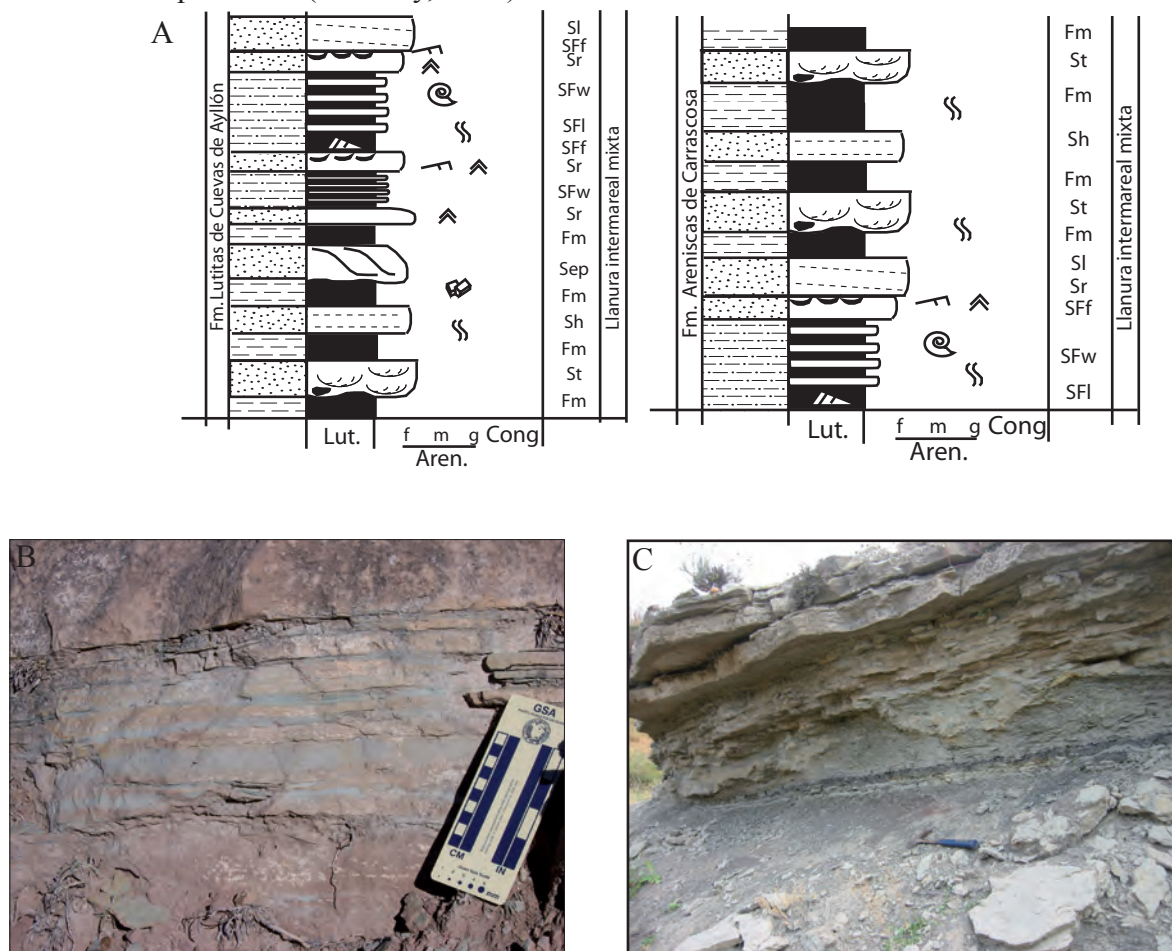


Fig.4.11. Asociación de facies de llanura intermareal mixta A) Columna resumen de la asociación; B) Detalle de la asociación en el afloramiento de Cuevas de Ayllón; C) Detalles de las areniscas y las estructuras principales de esta asociación en la Fm. Areniscas de Carrascosa..

Se ha observado que la bioturbación es más abundante en las zonas más arenosas de la llanura mareal que en las zonas más lutíticas. El moteado arenoso blanco y ocre también puede ser resultado de la bioturbación en la llanura mareal (Bromley, 1996). Los niveles de areniscas con geometría tabular son el resultado de corrientes tractivas (Frey y Basan, 1985). Se encuentra en la Fms. Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa.

H) Asociación de facies H: Llanura intermareal arenosa

Descripción: Esta asociación está compuesta por arcosas y cuarzoarenitas amarillas y ocre, en niveles granodecrecientes decimétricos (Fig.4.12.). Las estructuras principales son estratificación *wavy* (SFw), laminación paralela (Sh), *ripples* de oscilación (Sr), estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), y en menor proporción, estratificación cruzada planar (Sp). Pueden aparecer a base de la asociación y de manera secundaria, estructuras de *mud drapes*, lenticular (SFl). Presenta bioturbación abundante y restos de plantas y conchas. A techo presenta una costra ferruginosa. Se observan cuerpos de base cóncava y techo plano, con espesor de centimétrico a decimétrico.

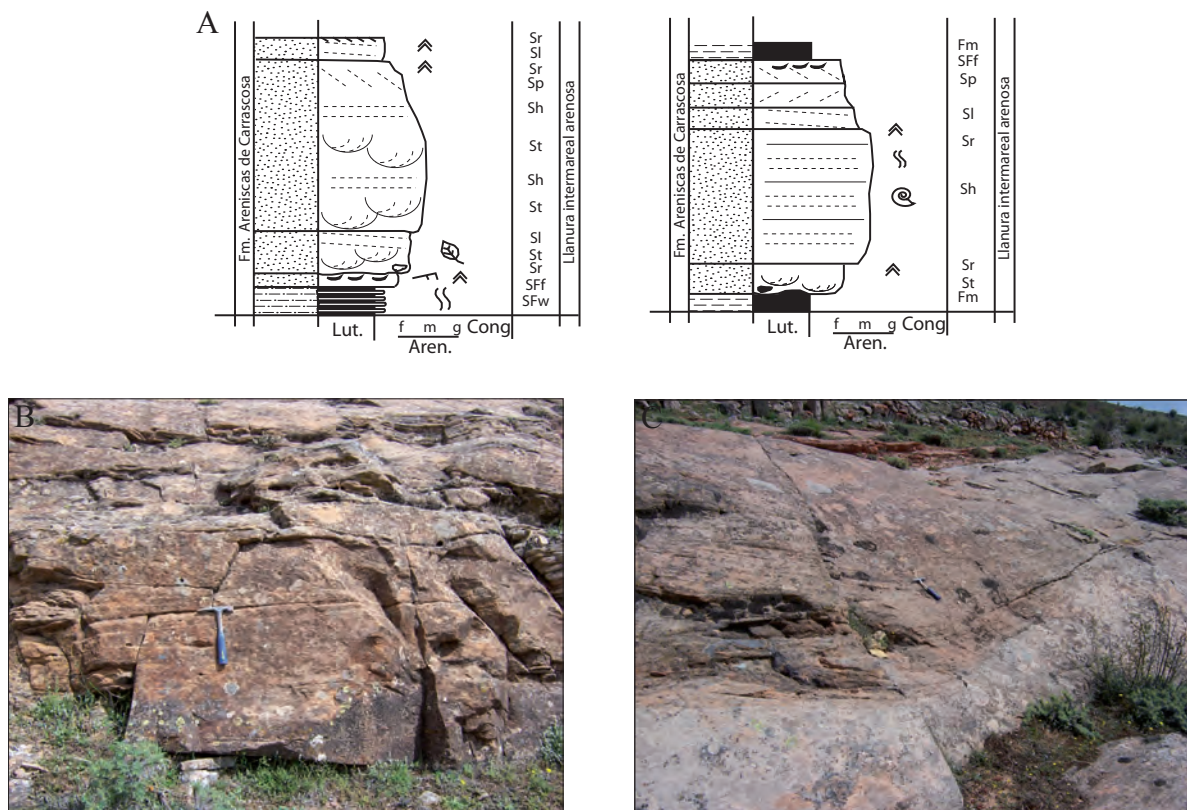


Fig.4.12. Asociación de facies de llanura intermareal arenosa. A) Columna tipo de la asociación; B) y C) Vistas de las areniscas y las estructuras principales de esta asociación en la Fm. Areniscas de Carrascosa.

Interpretación: Esta asociación de facies se localiza en la llanura intermareal arenosa y representa un ambiente de energía media (Reading y Collinson, 1996) que se inunda periódicamente con las mareas. La estratificación cruzada de bajo ángulo puede indicar la zona rompiente cuando sube la marea (Davis, 1985; Collinson y Thompson, 1989). La presencia de *wavy*, lenticular y *mud drapes* indica cambios en el tipo de transporte en la corriente (Reineck y Singh, 1980). Los *ripples* de oscilación (Fig.4.12.) indican condiciones de baja energía en el límite con la llanura intermareal (Dabrio, 1992; Boggs, 1995 y Baaske, 2004). La bioturbación es abundante. Se encuentra en la Fm. Areniscas de Carrascosa.

I) Asociación de facies I: Llanura submareal.

Descripción: Esta asociación está compuesta por arcosas y cuarzoarenitas, de colores ocre y amarillo, de grano medio a fino (Fig.4.13.). Las estructuras presentes son laminación paralela (Sh), estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl), estratificación cruzada de surco (St), estratificación cruzada planar (Sp), *ripples* de oscilación y lingüoides (Sr) de pequeño espesor. En la asociación pueden aparecer estructuras de *mud drapes* y *wavy* (SFw). Puede presentar cantos de lutita dispersos. Se observan cuerpos canalizados con estratificación cruzada planar (Sp) y cantos blandos. Suele encontrarse abundante bioturbación, sobre todo a techo, fragmentos de conchas y fragmentos vegetales. Presenta una costra ferruginosa de varios centímetros. La asociación presenta un espesor de hasta 3 m en bancos estratodecrecientes. Las paleocorrientes medidas en las estructuras de estratificación cruzada de surco muestra dos direcciones principales, N40°E y N230°E, que informa de la bipolaridad, aunque la primera dirección es la predominante. En la zona de Cuevas de Ayllón se observa laminación paralela alternando con estratificación cruzada de surco de gran escala, con *ripples* a techo.

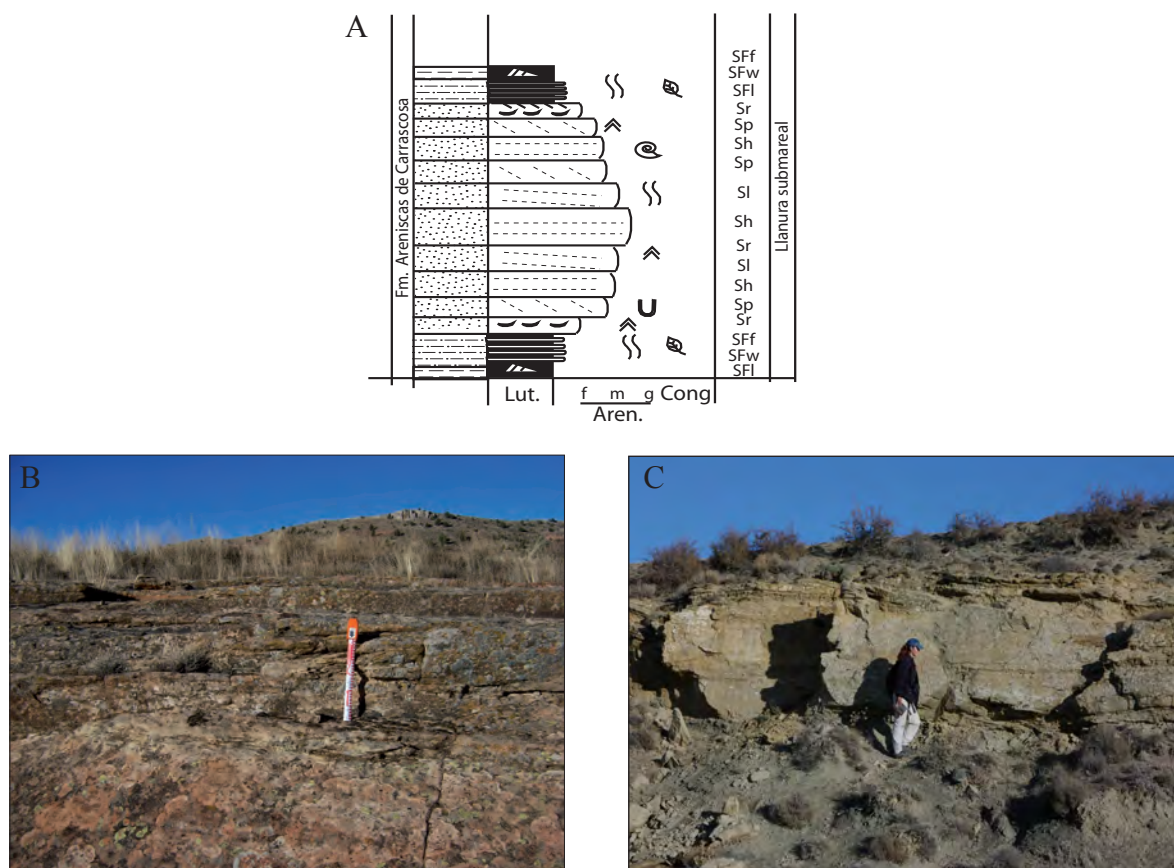


Fig.4.13. Asociación de facies submareales. A) Columna tipo de la asociación; B) y C) Vistas de las areniscas y las estructuras principales de esta asociación.

Interpretación: El predominio de estructuras sedimentarias que se generan bajo condiciones con cierta energía junto con los restos de conchas, etc, hacen pensar que estos sedimentos tuvieron lugar en un ambiente de llanura submareal (Reading y Collinson, 1996), (Baaske, 2004). La laminación paralela (Sh) y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl) son las facies más características de este tipo de ambiente (Dabrio, 1992). Cuanto más fuerte es

la acción del oleaje, más presentes están estas facies de alta energía. La estratificación cruzada de surco y planar (Fig.4.13.) están formadas por migración de formas bajo unas condiciones de removilización del fondo (McCubbin, 1982; Niedoroda *et al.*, 1985 y Collinson y Thompson, 1989). La presencia de *mud drapes* y *wavy* indica cambios locales en el tipo de transporte del flujo (Reineck y Singh, 1980). Los cuerpos con geometría lenticular son canales mareales que discurren desde las zonas intermareales a las submareales arrastrando materiales no consolidados y fragmentos de conchas y vegetación. La presencia de cantos blandos en la base de algunos surcos indica el retrabajado y transporte de sedimentos en un ambiente de media-alta energía. La estratificación cruzada de surco de gran escala alternando con la laminación paralela, en Cuevas de Ayllón, podría interpretarse como migración de bajíos, con canales ocasionales, en una zona submareal alta. Los *ripples* migrarían sobre estas formas mayores. Se encuentra en la Fm. Areniscas de Carrascosa.

J) Asociación de facies J: *Lagoon*

Descripción: Esta asociación está formada por arcillas y limos grises margosos (Fig. 4.14.), con niveles centimétricos de dolomías blancas y ocre y margas grises. Los cuerpos son en general tabulares. En la zona W del Sector Central y el Sector Suroriental pueden aparecer algunos niveles y lentejones de areniscas de escasa potencia con *ripples* (Sr). Las facies lutíticas presentes son con laminación de *ripples* (Fr) o masivas (Fm). Las dolomías presentan laminación horizontal (Dh), laminación difusa (Dm), *tepees* (Dtp), laminación cruzada de bajo ángulo (DI) y *ripples* (Dr). Se clasifican como *mudstone/wakestone*. Presentan abundante bioturbación, laminación algal (Dal), dasicladáceas, ostrácodos (sobre todo lisos, aunque se ha podido observar alguno ornamentado), pelecípodos, gasterópodos, foraminíferos (miliólidos) y otros fragmentos de conchas inclasificables. A techo de las dolomías pueden aparecer grietas de desecación. En la zona E del área de estudio aparecen abundantes niveles de yesos. Los niveles de margas son en general masivos (Mm), aunque ocasionalmente pueden aparecer *ripples* (Mr).

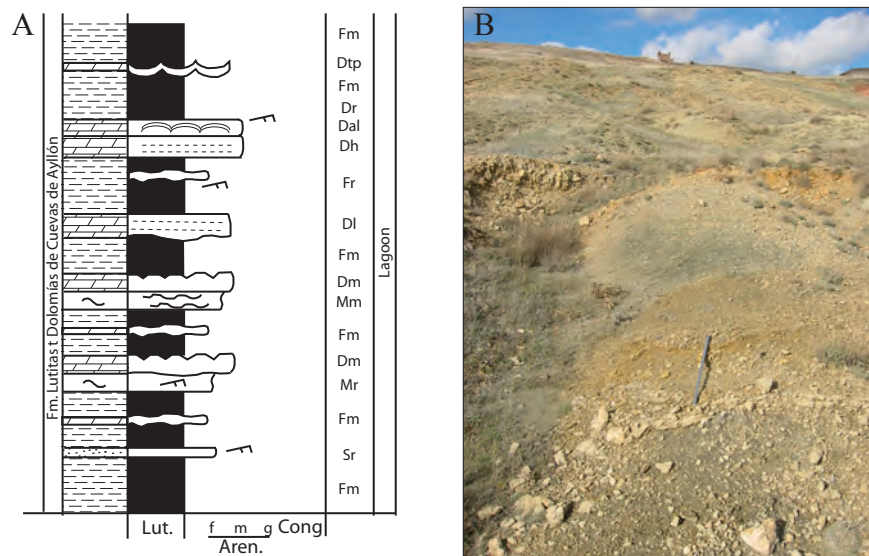


Fig.4.14. Asociación de facies de lagoon. A) Columna de tipo de esta asociación; y B) Vista en el campo de la asociación de lagoon característica en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

Interpretación: Esta asociación se habría depositado en un ambiente de lagoon (Fig. 4.14.). La presencia mayoritaria de los sedimentos finos indica un ambiente deposicional protegido (Reading y Collinson, 1996). Las arcillas se habrían depositado por decantación (Reinson, 1992; Reading y Collinson, 1996) y son típicas de las áreas internas del lagoon. La abundante bioturbación homogeneiza los sedimentos, con la consiguiente desaparición de las estructuras primarias (Bromley, 1996). Las dolomías se habrían depositado por decantación de baja energía del lagoon. El origen de la dolomita sería secundario y diagenético (Tucker y Wright, 1990). La presencia de estratificación *wavy* apunta a cambios en el régimen de transporte y energía del flujo, sobre todo en las zonas más someras del *lagoon*. Las zonas más marginales y los límites del lagoon se caracterizan por la presencia de laminación algal, donde la presencia de agua es más restringida y se dan procesos de desecación más generalizados (Shinn *et al.*, 1969). Los fósiles presentes son concordantes con un medio restringido e hipersalino (Berndt, 2002). La presencia de evaporitas en la zona E de estudio apunta a un ambiente hipersalino (Kendall, 1996).

La presencia de organismos oligotróficos como los ostrácodos puede indicar condiciones de sedimentación en un ambiente restringido, probablemente un lagoon muy somero con energía baja o moderada (Tasli *et al.*, 2006). En las zonas marginales de este lagoon se produciría el depósito de margas y bandeados algales. Las algas dasicladáceas son algas verdes que viven en zonas submareales someras en ambientes de *lagoon* con influencia marina (Flügel, 2004; Yilmaz y Altiner, 2006; Husinec y Read, 2007). La alternancia de los niveles de margas con los de dolomía está en relación con su localización dentro del *lagoon*. Las margas se depositan en las zonas más restringidas del lagoon, como las zonas de borde. Esta asociación se localiza en la Fm Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

K) Asociación de facies K: *Sabkha*

Descripción: En esta asociación se intercalan niveles de lutitas rojas, naranjas y moradas (Fm) y lutitas margosas grises, intercaladas con niveles de dolomías (Dm) blancas, margas grises (Mm) y yesos blancos y grises (Fig.4.15.). Las lutitas pueden presentar abundantes nódulos evaporíticos y dolomíticos (Fn). Intercalándose con estas lutitas aparecen niveles de dolomías y margas, que no suelen superar los 10 cm de espesor. Ambas litologías pueden ser masivas (Dm, Mm) o con laminación horizontal (Dh). Dentro de las lutitas se desarrollan yesos masivos (Gym), fibrosos en travéculas (Gyf). Los yesos pueden presentar estructuras nodulares (Gyn), *chicken wire*, laminaciones (Gyl), *ripples* (Gyr). Aparecen niveles de dolomías ocreas (Dm) con nódulos de Fe dispersos y grietas de desecación. Estas dolomías pueden presentar estructuras en enrejado. De manera muy escasa pueden observarse areniscas ocreas y naranjas de grano fino, con *ripples* (Sr), tanto de corriente como de oscilación, con grietas de desecación y cantos blandos grises dispersos. La bioturbación es escasa. La geometría de los cuerpos es tabular, con una extensión lateral de decenas de metros, superior a la de afloramiento.

Interpretación: Esta asociación podría interpretarse como el desarrollo de una *sabkha* costera (Fig. 4.15.). Se caracteriza por ser una sedimentación de baja energía, como muestra la gran cantidad de lutitas. Los diferentes colores que presentan estas lutitas se deben a procesos edáficos y a la bioturbación. Las margas y dolomías se depositan en pequeños *ponds* y charcas efímeras (Paik y Kim, 2003). Las lutitas con intercalaciones de nódulos de yeso y estructuras

enterolíticas se formarían en la zonas de capilaridad de los perfiles de suelo (Kirkham, 1997). Las costras de yeso, que se observan al E de la zona de estudio, muestran características de un medio marginal y somero. La presencia de yeso laminado indica unas condiciones de depósito subacuático somero en pequeñas charcas (Schreiber y El Tabakh, 2000). En la asociación pueden aparecer yesos masivos y nodulares que se habrían generado en la zona vadosa y en zonas marginales de charcas someras evaporíticas. Hay que destacar que los procesos de transformación, durante el enterramiento, de yeso a anhidrita, su posterior exhumación y por último, la transformación de anhidrita a yeso, hacen que sea difícil observar las estructuras originales. Las dolomías presentes en esta asociación se habrían generado en pequeñas zonas de charcas (Schreiber y El Tabakh, 2000) saturadas en carbonato. Hay evidencias de procesos de desecación y exposición, como grietas de desecación. La presencia de niveles de areniscas de escaso espesor con *ripples* indica aportes de pequeños canales que arrastran el material arenoso circundante. Se encuentra en la Fms. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya.

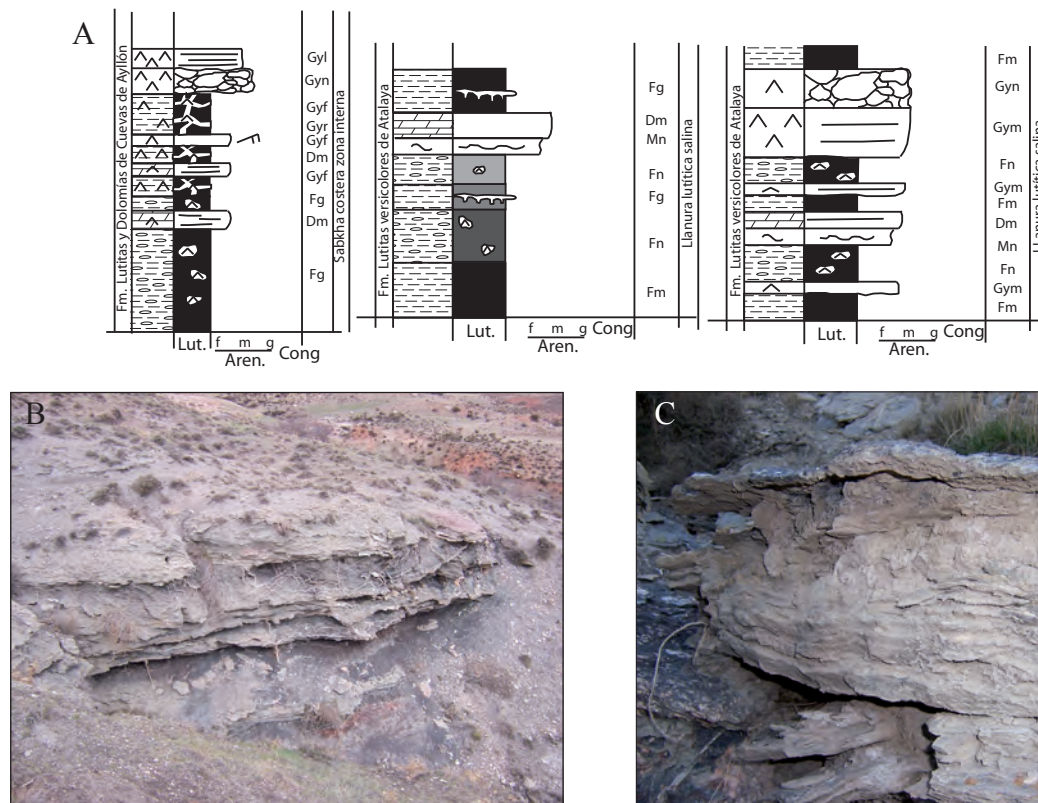


Fig 4.15. Asociación de facies de *sabhka*. A) Columnas tipo de esta asociación; B) y C) Detalle de estructuras en yesos (laminares, travéculas, masivas) en el monte Collado.

L) Asociación de facies L: Charcas someras.

Descripción: Esta asociación está compuesta principalmente por lutitas grises y ocre, sin estructura visible (Fm), con laminación de *ripples* difusa (Fr) o con abundantes nódulos (Fn) carbónicos y, en menor proporción, evaporíticos (Fig.4.16). Alternando con los niveles lutíticos se observan niveles de dolomías ocre y blancas, de espesor centimétrico y con geometría tabular, o ligeramente lenticular. Estas dolomías suelen ser masivas (Dm) o presentar

laminación paralela (Dh). Puede aparecer escasa bioturbación, algas carofitas, ostrácodos y otros restos de conchas inclasificables. Tanto a base como a techo de algunos de estos niveles dolomíticos se desarrollan niveles margosos masivos, grises, de escasa potencia (Mm). De manera muy ocasional, se encuentran niveles de no más de 5 cm de areniscas blancas de grano fino, con *ripples* (Sr).

Interpretación: Esta asociación se ha interpretado como el desarrollo de charcas someras (Fig.4.16). Los niveles de margas representan la subida y expansión de la lámina de agua durante los momentos de aguas altas de la charca. Posteriormente se produce la somerización y el relleno, con el depósito de los elementos carbonáticos (Arenas y Pardo, 1999). Las areniscas con *ripples* representan la entrada de material siliciclástico a la zona marginal de estas charcas. En estas zonas marginales de las charcas se desarrollarían los niveles de lutitas con nódulos carbonáticos y lutitas laminadas y masivas. La presencia de bioturbación y de algas indica que las condiciones favorables para el desarrollo de organismos. Esta asociación se encuentra en la Fm, Lutitas versicolores de Atalaya.

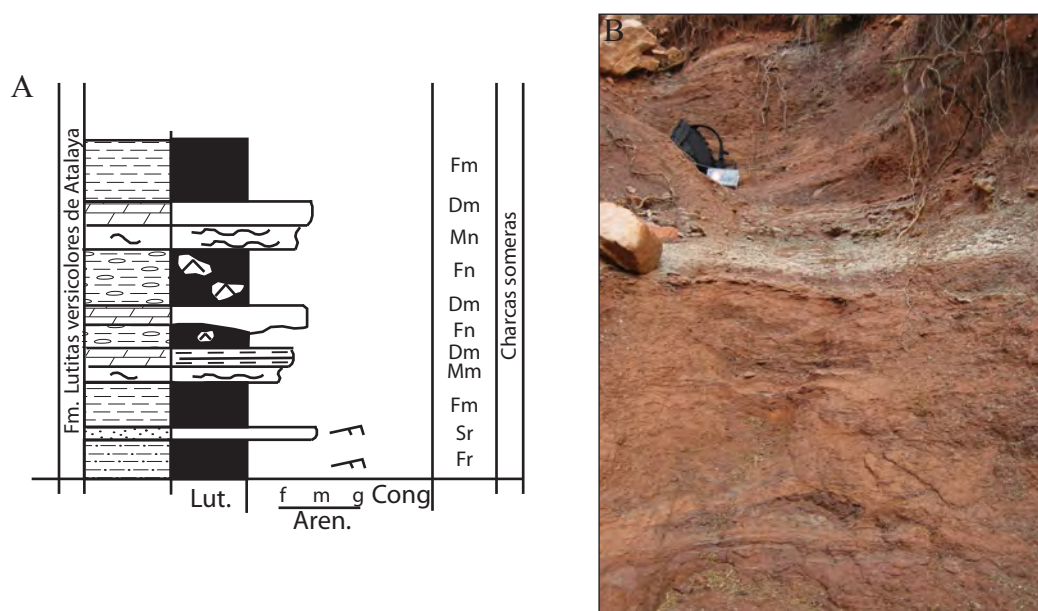


Fig.4.16. Asociación de facies de charcas someras. A) Columna de tipo de esta asociación; y B) Vista de la asociación de charcas someras en la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya.

M) Asociación de facies m: Mantos de arroyada (*Sheet flood*)

Descripción: En esta asociación se observa una alternancia de niveles de lutitas rojas y moradas, y areniscas ocre y blancas, de grano fino (Fig.4.17.). Las lutitas son masivas (Fm) o con laminación por *ripples* (Fr). Las estructuras principales en estas areniscas son estratificación cruzada planar (Sp) y *ripples* de corriente (Sr). El espesor de los niveles de arenisca no supera los 20 cm. Su geometría es tabular, aunque con irregularidades tanto a base como a techo.

Interpretación: Esta asociación se interpreta como depósitos de mantos de arroyada, a lo largo de la llanura lutítica (Fig.4.17.). Las areniscas con estratificación cruzada planar y *ripples* indica influencia de corrientes de flujos medios, generados durante momentos de avenidas (Hampton y Horton, 2007). Los mantos de arrollada se originarían en zonas llanura y áreas distales de abanicos (Hofmann *et al.*, 2000). Estos procesos se producían de manera recurrente posiblemente propiciados por periodos con mayor cantidad de precipitaciones. Esta asociación se encuentra en la Fm, Lutitas versicolores de Atalaya.

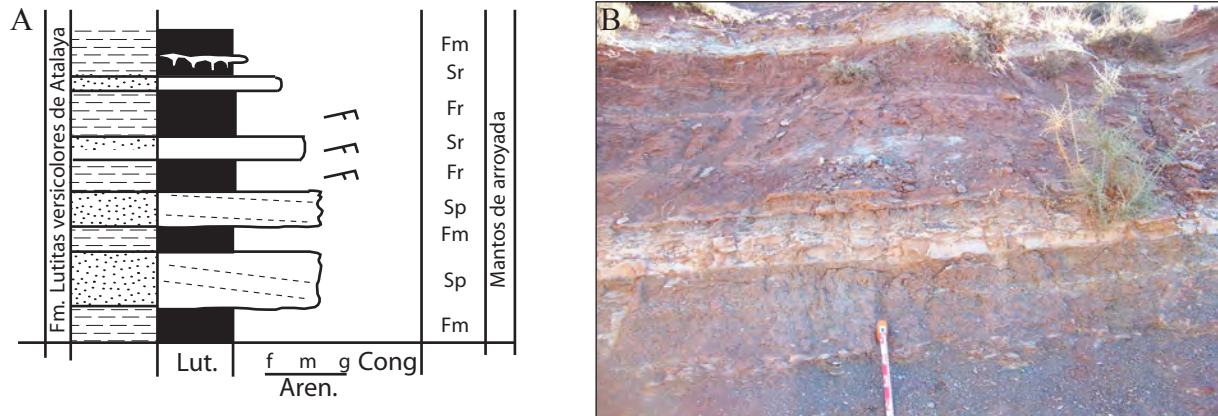


Fig.4.17. Asociación de facies de mantos de arroyada. A) Columna de tipo de esta asociación; y B) Vista en campo de la asociación de mantos de arroyada en la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya.

4.2.4. Subambientes y evolución paleogeográfica

4.2.4.1. Paleorrelieve de la base del Triásico

Hernando (1977 y 1980) señaló que, durante el Triásico Inferior y parte del Triásico Medio existió un paleorrelieve entre el Sector Central y Suroriental que se situó entre lo que actualmente es la Sierra de Pela y la Sierra de Cabras, con una dirección NW-SE. La presencia de este paleorrelieve supuso que los sedimentos pertenecientes a las facies Buntsandstein se depositaron, casi en su totalidad, en el Sector Central y no en el Sector Suroriental (Fig.4.18.). Solo la unidad Areniscas y Lutitas de Termancia, más extensa, llegó a gran parte del Sector Suroriental (Hernando, 1980). Cuando comenzó el depósito de la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón todavía no se había cubierto este umbral que afectó a la zona de Galve de Sorbe (Fig.4.18.) en el Sector Suroriental. Por lo tanto, la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón se llegó a depositar directamente sobre los materiales paleozoicos de esta región, cubriendo el paleorrelieve que quedaba expuesto. Cabe destacar la existencia de dos depocentros, el primero de ellos en Cuevas de Ayllón y el segundo en Miedes de Atienza, que se mantienen a lo largo del relleno de las formaciones de carácter costero. En general todas estas unidades tienden a una disminución del espesor hacia el SE. En el Sector Suroriental, la Fm. Areniscas de Carrascosa cubre por completo un paleorrelieve en la zona de Galve de Sorbe (Fig.4.18.).

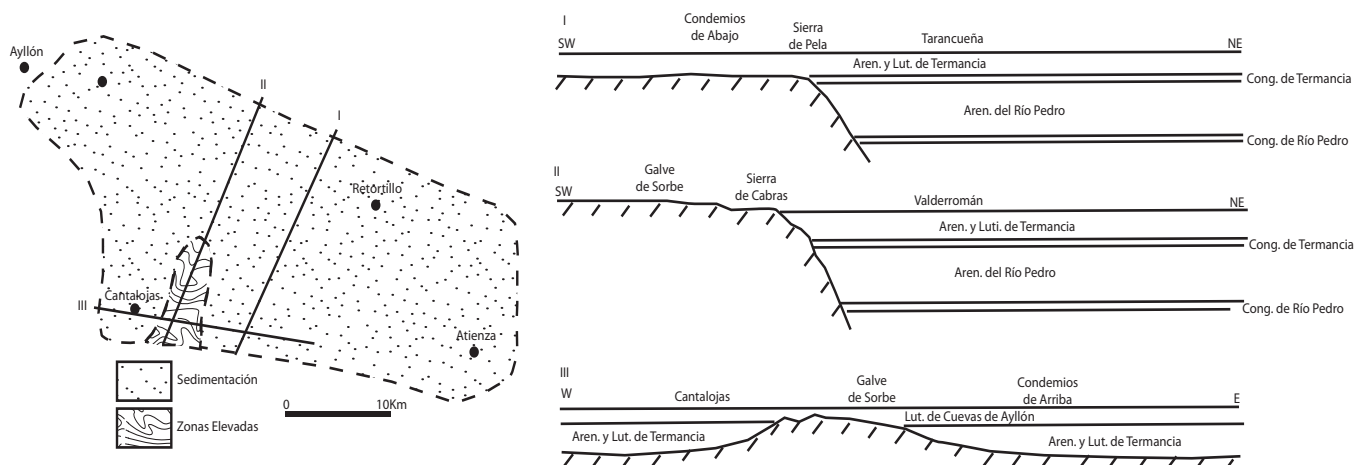


Fig.4.18. Paleorrelieve paleozoico en el Sector Suroriental. De las unidades de estudio solo se ve afectada por el paleorrelieve la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón. (Modificado de Hernando, 1977)

A) Subambiente de llanura lutítica (aluvial y fluvial)

Este subambiente se encuentra al S y W del Sector Suroriental en la Fm. de Lutitas de Cuevas de Ayllón y al S de la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya. Se formó en una llanura lutítica (*mud flat*) y/o aluvial cercana a la costa.

Este medio se caracteriza por depósitos lutíticos de llanura aluvial y de inundación de tonos rojizos, con abundantes procesos edáficos, alternando con niveles arenosos canalizados

(Fig.4.19. y 4.24.). Además pueden observarse depósitos de *levee* y *crevasse*, próximos a los canales, similares a los descritos por Takano y Waseda, (2003). Presenta abundantes intercalaciones de niveles de escasa potencia de areniscas y carbonatos (Fig.4.19.). Las direcciones principales de paleocorriente de los canales de esta llanura son hacia el N-NE y el NE. Intercalados con estas lutitas se desarrollan niveles de dolomías, que se depositaron en pequeñas charcas someras, dispersas a lo largo de la llanura lutítica. En estas dolomías puede encontrarse algas y fauna de ostrácodos. La abundancia de zonas encharcadas, sobre todo a techo de la unidad, se hace patente por el aumento de los niveles de dolomías y yesos de unos centímetros de espesor y extensión limitada.

En una zona más hacia el W del Sector Suroriental (Fig.4.23.) se desarrollaron unas llanuras lutíticas dominadas por materiales finos de tonos verde oscuro y negro, generados por procesos de reducción. La presencia de canales es más escasa que en la zona E del Sector Suroriental. Se produjeron también menos procesos edáficos. En esta parte es más abundante la presencia de niveles dolomíticos centimétricos en forma de costras y nódulos indicando procesos de desecación de fangos dolomíticos.

La coloración rojiza de algunos de los sedimentos presentes en la base de la unidad se interpreta como la oxidación producida por los procesos edáficos y diagenéticos. La presencia de moteados se interpreta en su mayoría a la formación de suelos (Brown y Kraus, 1981) y a las variaciones en el nivel freático en ese momento. Aparecen también niveles grises y verdes muy oscuros entre los materiales rojizos, que se hacen grises hacia techo. En el Sector Suroriental, destacan los colores negros y verdes oscuros. Estas coloraciones van a ser dominantes y es indicativa de condiciones reductoras, más acentuadas en el Sector Suroriental.

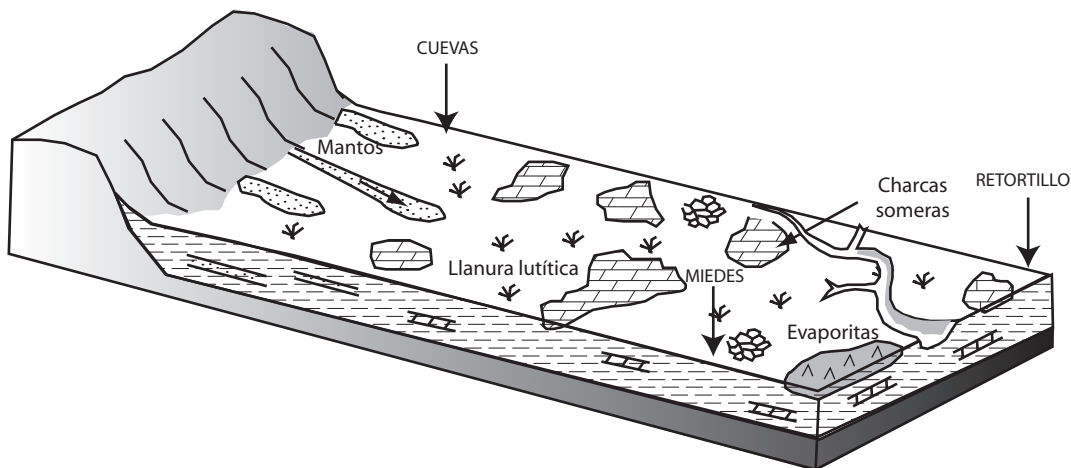


Fig. 4.19. Bloque diagrama de una llanura aluvial y fluvial lutítica con desarrollo canales someros, mantos de arroyada y charcas someras (modificado de Butler *et al.*, 1982)

Hay un predominio claro de las facies lutíticas con niveles carbonáticos al W del área de estudio y evaporíticos al E, al E del Sector Central y en el Sector Suroriental (Fig.4.23.). Hay que destacar la presencia de delgados cuerpos tabulares y lenticulares de areniscas, con laminación cruzada planar y *ripples*. Se habrían depositado como mantos de arroyada (Fig.4.19.) de sistemas fluviales distales que se extendían por la llanura lutítica. Sáez *et al.* (2006) describe

depósitos similares a los del área de estudio, en zonas de lóbulos terminales y áreas entre lóbulos de abanicos fluviales. Ocasionalmente estos mantos de arroyada llegaron a desembocar en las charcas y se pueden encontrar niveles de estas arenas alternando con las dolomías.

La Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón presenta más cuerpos arenosos canalizados y de mayor espesor, sobre todo a base de la unidad. Mientras que los niveles dolomíticos son más abundantes y, en algunas zonas, casi exclusivos, de la Fm. Lutitas Versicolores de Atalaya. Esto indica que las zonas de charcas eran casi exclusivas de esta formación.

En la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón la coloración predominante en las lutitas es rojiza, debido a la oxidación en los procesos edáficos, mientras que la Fm. Lutitas Versicolores de Atalaya presenta múltiples coloraciones debido a que los procesos de oxidación y reducción se alternan y se desarrollan en diferentes estadios.

La Fm. Lutitas Versicolores de Atalaya se habría depositado en un medio con condiciones de mayor aridez que la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón, desde el abandono de los depósitos costeros (Fm. lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón) hacia sistemas evaporíticos continentales (Fm. Riofresnos y Fm. Valderromán) de una llanura lutítica salina costera (Fig.4.19.).

En sentido vertical la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón tiende a enriquecerse en los niveles de arenosos. De base a techo, desde los términos más continentales hacia los más mareales. La Fm. Lutitas versicolores de Atalaya no muestra señales evidentes de cambio en la vertical.

B) Subambiente de llanura mareal

Este subambiente de llanura mareal se localiza en las formaciones de Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

En el área más al N y al W del Sector Central se observan depósitos de llanura submareal (Figs.4.20. y 4.23.). Esta es la zona donde se observa mayor influencia marina. Se caracteriza por el predominio de estructuras sedimentarias que se forman bajo condiciones de alta energía como las descritas por Boggs (1995), Reading y Collinson (1996) y Baaske (2004). Los depósitos mejor preservados en esta zona son los canales y las barras de arena (Fig.4.24.). Las formas principales son megarripples y estratificación cruzada planar. De manera ocasional se ha observado bipolaridad (*herringbone*) en la estratificación cruzada planar. Las direcciones principales de corriente se produjeron hacia el NE. Se observa estructuras *flaser* y *wavy* en algunos canales, indicando cambios en la energía del medio, aunque son escasos. En la zona de Cuevas de Ayllón se alternan niveles con estratificación cruzada de surco de gran escala con laminación paralela y estratificación cruzada planar de bajo ángulo. La estratificación cruzada de surco se habría depositado en canales de tipo *inlet* en una llanura submareal, como las descritas por McCubbin (1982); Niedoroda *et al.* (1985) y Collinson y Thompson (1989). La

laminación paralela de areniscas de grano fino se habría depositado en *shoals* y barras entre los canales, similares a las descritas por Davis (1985) y Collinson y Thompson (1989).

En la zona media del Sector Central se desarrolló una llanura intermareal arenosa (Fig.4.23.). Esta zona suele estar sumergida la mayor parte del tiempo. Se caracteriza por presentar *ripples* de oscilación y estratificación cruzada planar bien desarrollada, en forma de *megaripples*. Es bastante frecuente la presencia de estratificación *flaser* y en menor proporción *wavy*. Se observan estructuras de *mud drapes* sobre las arenas y cambios en el tamaño de grano que podrían explicarse por los cambios de energía del flujo (Boggs, 1995; Dalrymple, 1992). La bioturbación es abundante. La falta de estructuras en las arenisca puede deberse a que la bioturbación ha conseguido borrarlas (Bromley, 1996). Los canales mareales presentes en esta zona tienen unas direcciones de hacia el NE y SW.

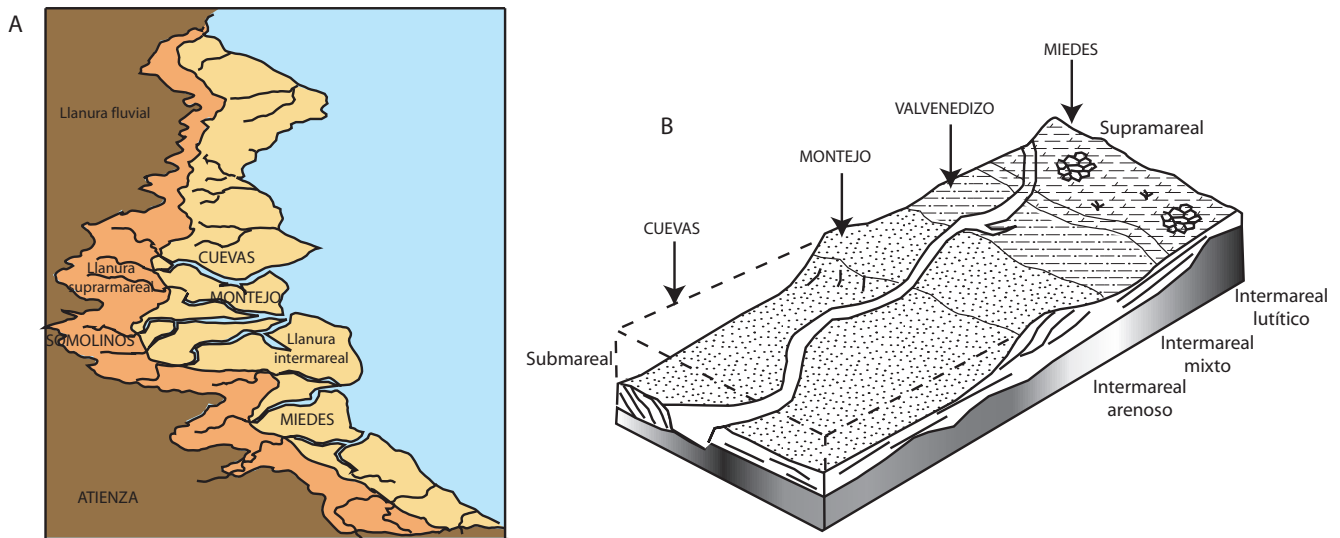


Fig. 4.20 A) Esquema de la línea de costa representada por los materiales costeros de las Fm Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa y Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón. B) Bloque diagrama de una llanura mareal desarrollada durante en la zona de estudio.

En la parte S del Sector Central se desarrolló una llanura intermareal mixta (Fig.4.20.). Se caracteriza por estar sumergida la mitad del ciclo mareal. Este hecho hace que la propiedad principal de esta zona sea la alternancia de periodos con carga de fondo y periodos con carga en suspensión. Por esta circunstancia las estructuras principales son una alternancia de depósitos arenosos y lutíticos con estratificaciones heterolíticas. Estas estructuras evolucionan en la vertical desde estructuras *flaser* en la zona baja de la llanura intermareal, a *wavy* y por último, lenticular en las zonas más altas. Hay que destacar que la estructura más importante es la estratificación *wavy*. Ocasionalmente se observan *mud drapes*, que también indican cambios en la energía del medio (Klein, 1971). La presencia de *ripples* de oscilación y bioturbación se incrementa en la parte alta de la unidad de Lutitas de Cuevas de Ayllón y en la inferior de Carrascosa. Se han observado además huellas de reptiles. También es importante el desarrollo de canales mareales, sobre todo meandriformes, que surcan esta zona y que se describen posteriormente, con depósitos de derrame, similares a los descritos por Elliott (1974) y Tankard y Barwis (1982). Algunos de estos canales han arrastrado abundantes cantos blandos y restos vegetales. La estructura principal de estos canales es la acreción lateral, típica de canales meandriformes

de zonas intermareales. La paleocorriente de estos canales es hacia el N-NE y E-SE.

En la parte S del Sector Central y parte del N del Sector Suroccidental se generó una llanura lutítica fangosa (Figs.4.20. y 4.23.). Este ambiente estaba caracterizado por la presencia de lutitas grises y moradas, en suspensión, que se depositaron por decantación. Esta zona se sumerge de manera ocasional cuando las mareas son altas. Puede observarse estratificación lenticular en algunas regiones. Aparecen *ripples* de corriente y en menor medida de oscilación. Se observan canales y depósitos de derrame, aunque en menor proporción que en la zona anterior. Las direcciones principales de corriente son hacia el NE y SW.

En el Sector Suroriental se depositó una llanura supramareal a intermareal alta. Se localizó en una franja en la que actualmente se sitúan las poblaciones de Pedro, Valvenedizo, Miedes de Atienza y Barcones (Figs.4.20. y 4.23.) Se caracteriza por la presencia de sedimentos de grano fino, lutitas negras, grises, verdes y rojas., localmente arenosas, bajo condiciones de sedimentación de baja energía. Algunos de los niveles lutíticos tiene coloraciones rojizas y presentan moteados de origen edáfico. Puede presentar algunos niveles de areniscas, de escasa potencia, originados en canales no confinados. Estos materiales se habrían depositado durante etapas de caudales y flujos altos representados por laminación paralela. Cuando la energía decrecía se generaban barras (Sp y St) y *ripples* de corriente. A techo de estos canales aparecen estructuras de *tepees*, que se forman durante la exposición y abandono del canal. Su origen sería probablemente fluvial (Miall, 1996) como canales de baja sinuosidad con barras. La dirección de la corriente de estos canales es hacia el NE. Son abundantes los pseudomorfos de halita, los *tepees* y las grietas de desecación, semejantes a los descritos por Reineck (1967) y Eriksson *et al.* (2006). Localmente pueden observarse niveles dolomíticos de escaso espesor, desarrollados en condiciones someras, con tapices algales y fauna inclasificable de origen marino. Estos niveles se producirían en zonas que quedaban encharcadas después de alguna tormenta o subida de la marea. Los niveles algales son típicos de la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón. Presentando estructuras *tepees* y grietas de desecación. Suelen además aparecer niveles de brechas dolomíticas de colapso, que son muy habituales en este tipo de ambientes.

En esta llanura supramareal, los nódulos y costras dolomíticas son más abundantes en la zona W del Sector Central y Suroriental, mientras que en la zona E de ambos sectores son más comunes los nódulos evaporíticos, reflejando condiciones climáticas más áridas hacia el E. En la zona E del Sector Central (Fig.4.23.) aparecen algunos niveles de yesos, indicando condiciones importantes de evaporación en algunas zonas de la llanura mareal.

Al W del Sector Suroccidental esta llanura supramareal presenta condiciones de circulación más restringida o de menor comunicación marina. Los materiales presentes en esta zona son lutitas grises oscuras, con niveles más arcillosos negros. Pueden aparecer algunos niveles dolomíticos, de escasa potencia, generados en zonas encharcadas someras aisladas, con desarrollo de procesos edáficos, aunque no se llega a estadios muy maduros de desarrollo. En esta zona se producían importantes procesos de reducción y la comunicación con el mar del Tethys debía ser casi inexistente.

A lo largo de toda la llanura mareal ocurrían distintos tipos de canales. Los primeros

son cuerpos arenosos que presentan geometrías canalizadas y espesores decimétricos. Predominan los procesos mareales siendo canales de alta sinuosidad con depósitos de acreción lateral. Junto a la estratificación épsilon puede aparecer niveles heterolíticos que se interpretan como *intertidal creeks* según la definición de Thomas *et al.* (1987) y de Mowbray (1983). Estos canales se producen en zonas de la llanura mareal con preferencia para la desembocadura de canales con influencia marina. Estos canales pueden presentar, a techo, periodos de exposición subaérea representado por costras de desecación.

El segundo tipo de canales presentan geometría tabular, de base y techo planos. Estos canales se depositaron en momentos de caudales altos. Contienen cantos blandos, por removilización y retrabajado de los materiales infrayacentes y de las zonas altas de la llanura mareal y gran cantidad de restos vegetales, arrastrados desde zonas altas de la llanura mareal. En el fondo de estos canales se produce un importante desarrollo de barras, caracterizadas por estructuras de estratificación cruzada planar. A techo de estos canales suelen aparecer *ripples* y diferentes estructuras heterolíticas (*mud-drapes*) que indican cambios en la energía del medio asociada a flujos mareales, como indican (Reineck y Singh, 1980; Nio y Yang, 1991). Otros depósitos que se observan son corrientes no confinadas, que podrían deberse también a los momentos de tormentas y flujos altos (Frey y Basan, 1985). Las direcciones principales de paleocorriente de estos cuerpos son N y NE.

La evolución vertical entre las tres formaciones que presentan este ambiente se desarrolla de la siguiente manera: La Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón tiende a enriquecerse en niveles arenosos hacia techo, desde los términos más supramareales hasta los intermareales de carácter mixto. La Fm Areniscas de Carrascosa evoluciona desde los depósitos de llanura intermareal mixta, pasando por la llanura intermareal arenosa, y terminando en la llanura submareal. En el Sector Suroriental se desarrolla siempre una llanura supramareal durante el depósito esta unidad. Con el depósito de la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón se vuelve a las condiciones de llanura intermareal alta y supramareal.

C) Subambiente de *lagoon*

Este subambiente se ha encontrado solo en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón en el Sector Central y Suroriental (Fig.4.23.). Presenta un predominio de facies lutíticas y margosas grises, que pueden llegar a tener un espesor métrico, lo que indica condiciones de sedimentación de baja energía. Las lutitas pueden presentar laminaciones milimétricas que se generan por cambios en la energía de los aporte a lo largo del tiempo (Molina-Cruz *et al.*, 2002). Ocasionalmente y sobre todo en el Sector Suroriental se pueden ver niveles lutíticos oscuros que se producen por procesos de reducción en la materia orgánica, común en los ambientes de *lagoon* (Fig.4.21.) y zonas restringidas (Johnson y Friedman, 1969; Akhtar y Srivastava, 1976.; Oertel, 1984; Noe- Nygaard y Surlyk, 1988).

Dentro de los niveles lutíticos grises se observan niveles dolomíticos. Estas dolomías son

facies *mudstone/wackestone* con algunos pelecípodos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos. Estos organismos indicando condiciones de sedimentación en un medio de baja energía, con circulación semi-restringida y un contenido en oxígeno reducido y en condiciones eurihalinas (Schulze *et al.*, 2005; Tasli *et al.*, 2006). La presencia ostrácodos junto con foraminíferos con baja diversidad (dominada por miliólidos) indica condiciones de sedimentación en un ambiente sedimentario de *lagoon* muy somero (Fig.4.21.) con energía del flujo baja a moderada (Tasli *et al.*, 2006).

Hacia techo, este ambiente suele empobrecerse en niveles dolomíticos, observándose una sedimentación básicamente lutítica.

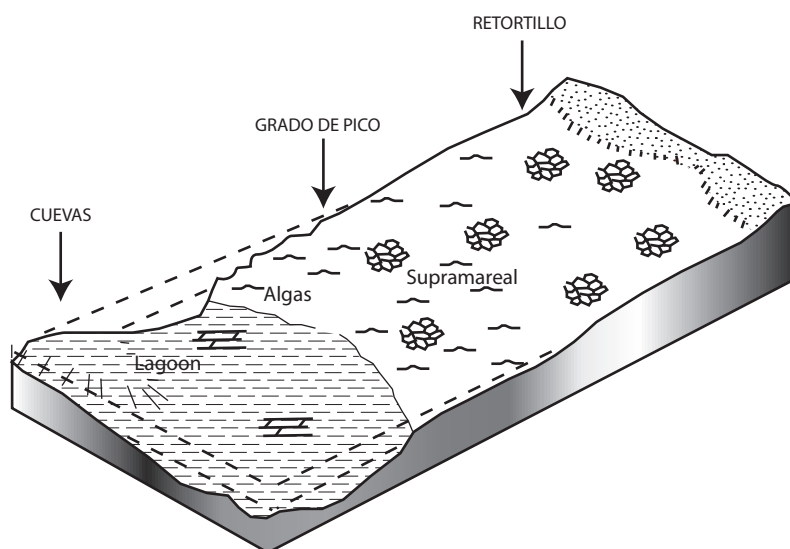


Fig. 4.21. Bloque diagrama del medio de lagoon acompañado de la llanura mareal supramareal desarrollados durante el depósito de la Fm. Cuevas de Ayllón (modificado de Butler *et al.*, 1982)

D) Subambiente de sabkha

Este subambiente se ha localizado en las unidades de Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y en Lutitas versicolores de Atalaya.

En la zona E del Sector Central (Fig.4.23.), entre la banda de Valvedizoso y RetOrtillo de Soria, se desarrollaron depósitos evaporíticos generados en un medio de *sabkha* (Fig.4.8.). A base de la secuencia alternan los niveles de lutitas grises y ocre con abundantes nódulos evaporíticos, costras dolomíticas centimétricas y finos niveles arenosos con *ripples* (Fig.22.). Las dolomías se habrían generado en pequeñas zonas de charcas o *ponds* (Schreiber y El Tabakh, 2000). Tienen grietas de desecación, que indican procesos de desecación y exposición (El Tabakh, 2005). Los procesos principales son decantación o acreción de la llanura. Algunos de los niveles lutíticos se generaron por removilización y transporte de otros sedimentos finos depositados con anterioridad en la llanura lutítica. A techo de la secuencia se hace más abundante el depósito de evaporitas. Los primeros niveles de yeso que se producen se habrían depositado

en un medio marginal y somero. Según Kirkham (1997) estos yesos comienzan a depositarse en la zona vadosa, en los perfiles del suelo. A techo, algunos yesos llegaron a formarse en condiciones subacuáticas someras como indica la presencia de yeso laminados (Schreiber y El Tabakh, 2000).

Los diferentes colores que presentan estas lutitas pudieron deberse a cambios en los procesos de oxidación-reducción y físico-químicos, de manera que la coloración cambia de las lutitas grises, verdes y negras a lutitas rojas, moradas y verdes

El sistema de *sabkha* es menos desarrollado en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón que en la Fm. Atalaya. En Cuevas de Ayllón todavía es evidente la influencia marina en la *sabkha*, mientras que en la Fm. Atalaya esta comunicación debía de ser casi inexistente, limitándose a momento de mareal alta y tormentas. Cuando se producían estos eventos la *sabkha* quedaba encharcada. El clima bajo el que se generaron estos depósitos sería un clima árido o semiárido, indicado por las capas de evaporitas y carbonatos con pseudomorfo de sales y grietas de desecación. Algunos autores como Pérez-López y López-Chicano, (1989) explican la posible existencia de lluvias puntuales durante las cuales se producirían el funcionamiento del sistema fluvial.

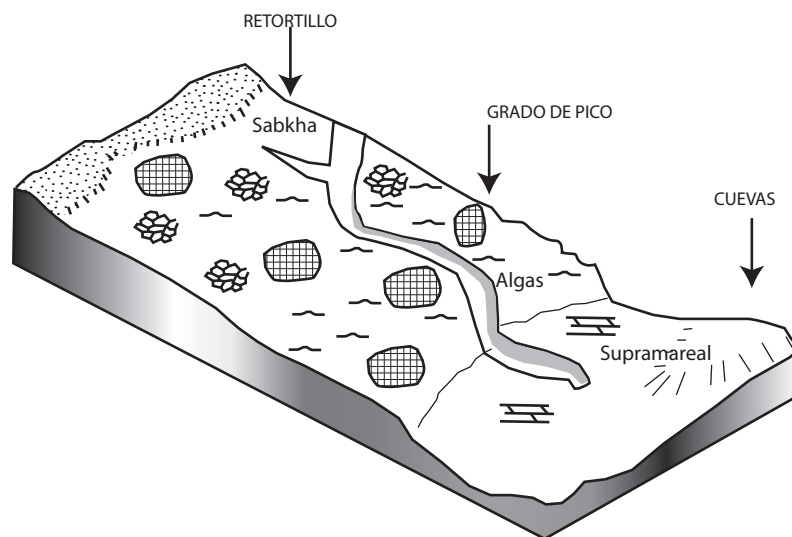


Fig. 4.22. Bloque diagrama del medio de sabkha y la llanura supramareal que se desarrollaron en las últimas etapas de la evolución costera (modificado de Butler *et al.*, 1982)

4.2.5 Control de la sedimentación de carácter costero

Este apartado se centra en el estudio de las secuencias para el área de trabajo del Triásico, basado en las interpretaciones de las secciones estudiadas en el campo (Anexo I). Se han tomado las definiciones y conceptos básicos de los trabajos de: Catuneanu (2002) que realiza una revisión general de la estratigrafía secuencial detrítica; Miall (1997); Posamentier y Allen (1999) y Hunt y Gawthorpe (2000). La identificación de los cortejos transgresivo y regresivo

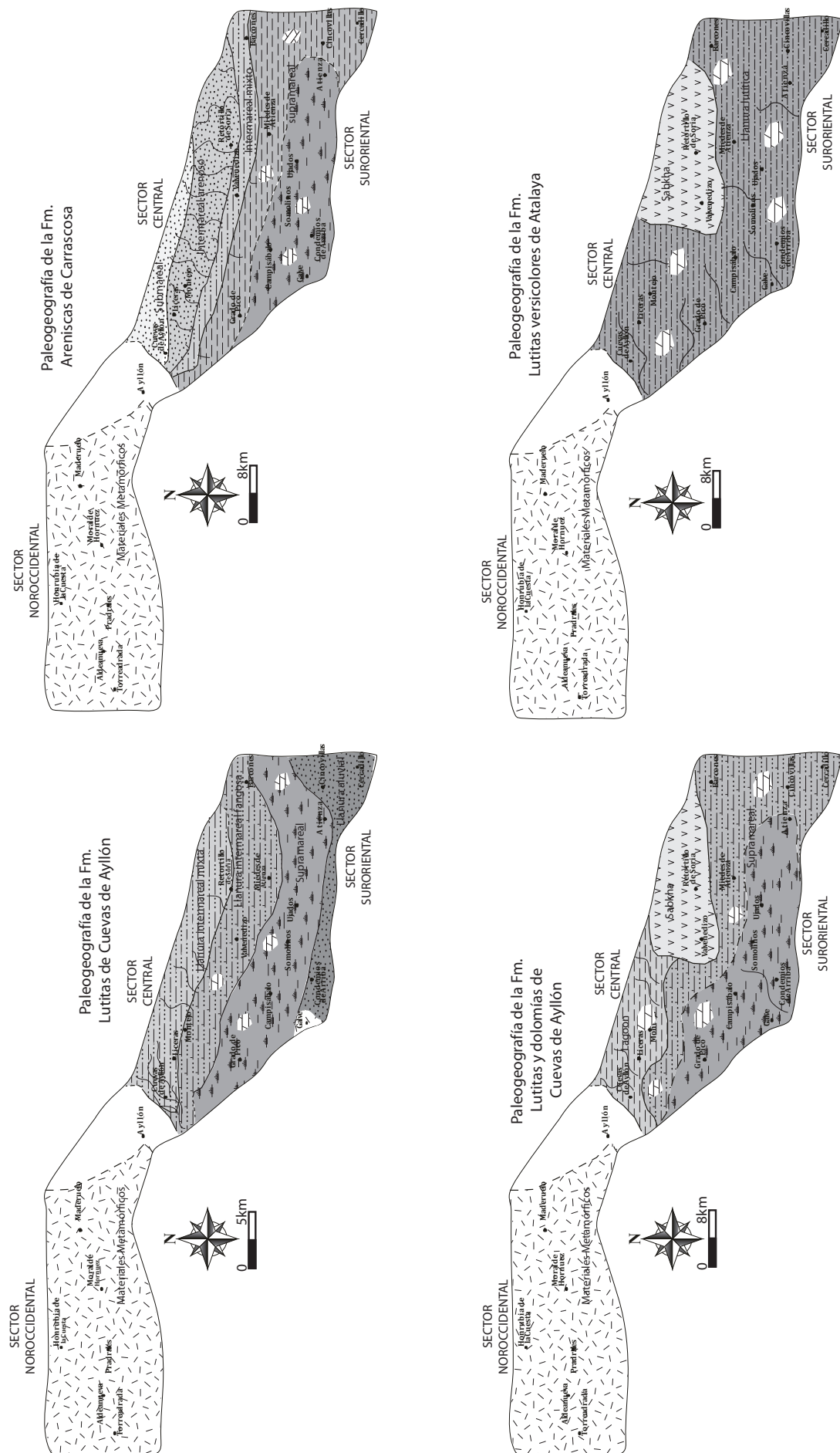


Fig. 4.23. Distribución de los ambientes sedimentarios en las diferentes unidades descritas para el sistema costero. Puede observarse el progresivo avance de los subambientes costeros en las dos primeras unidades (Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrasosa), mientras que en la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya, predominan los subambientes evaporíticos y de llanura lútica.

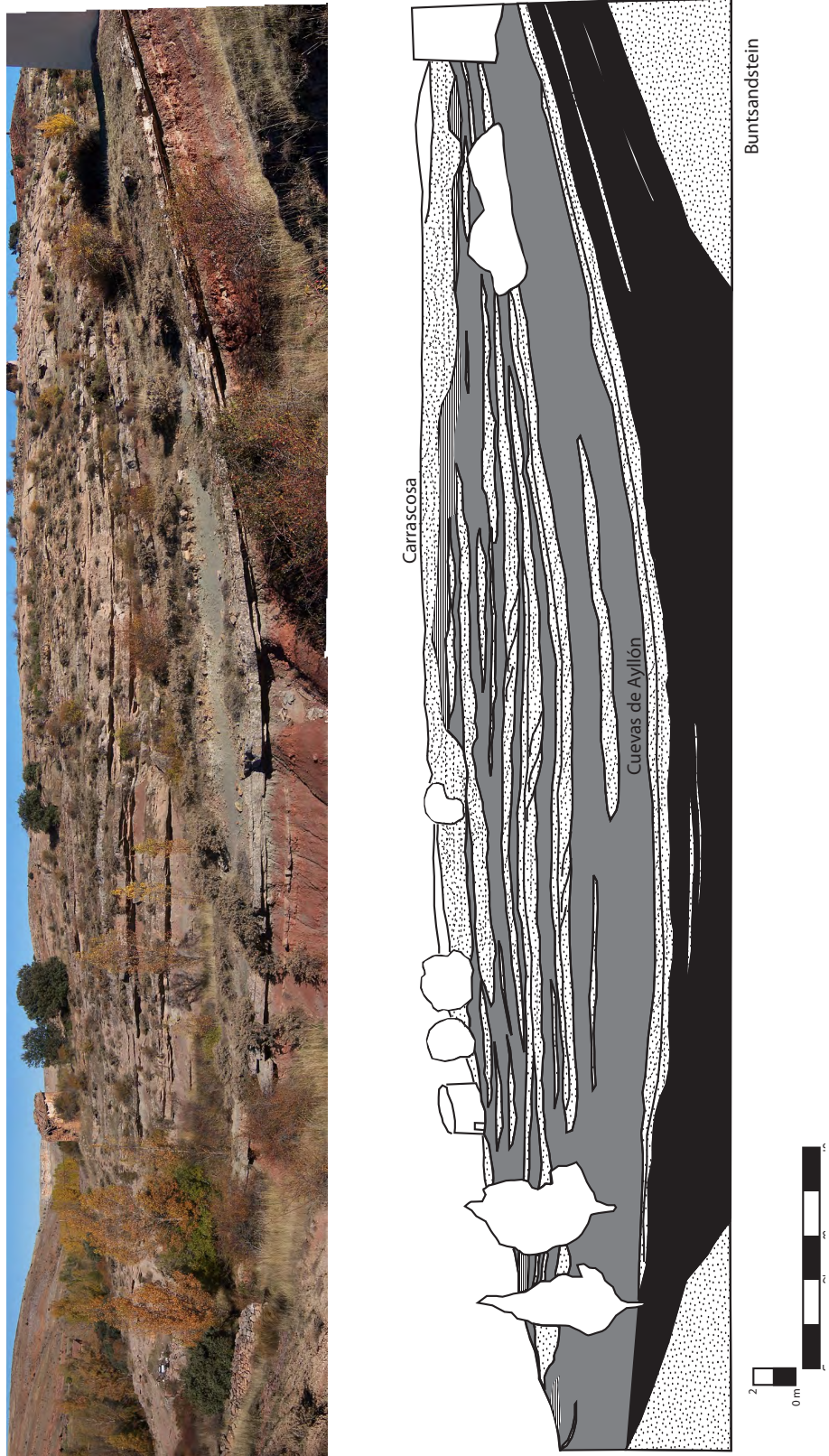


Fig. 4.24. Panel y fotografía de la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón en el afloramiento de Cuevas de Ayllón. La parte inferior del panel se corresponde con los depósitos fluviales, mientras que la parte media y superior está compuesta por canales mareales y llanura intermareal a submareal en una pequeña bahía.

está directamente relacionada y es dependiente de la reconstrucción del desplazamiento de la línea de costa sindeposicional. El patrón de progradación y retrogradación de facies y la zona de entrada de sedimentos a la cuenca marina es además crítico para la identificación de los distintos cortejos (Fig.4.25.).

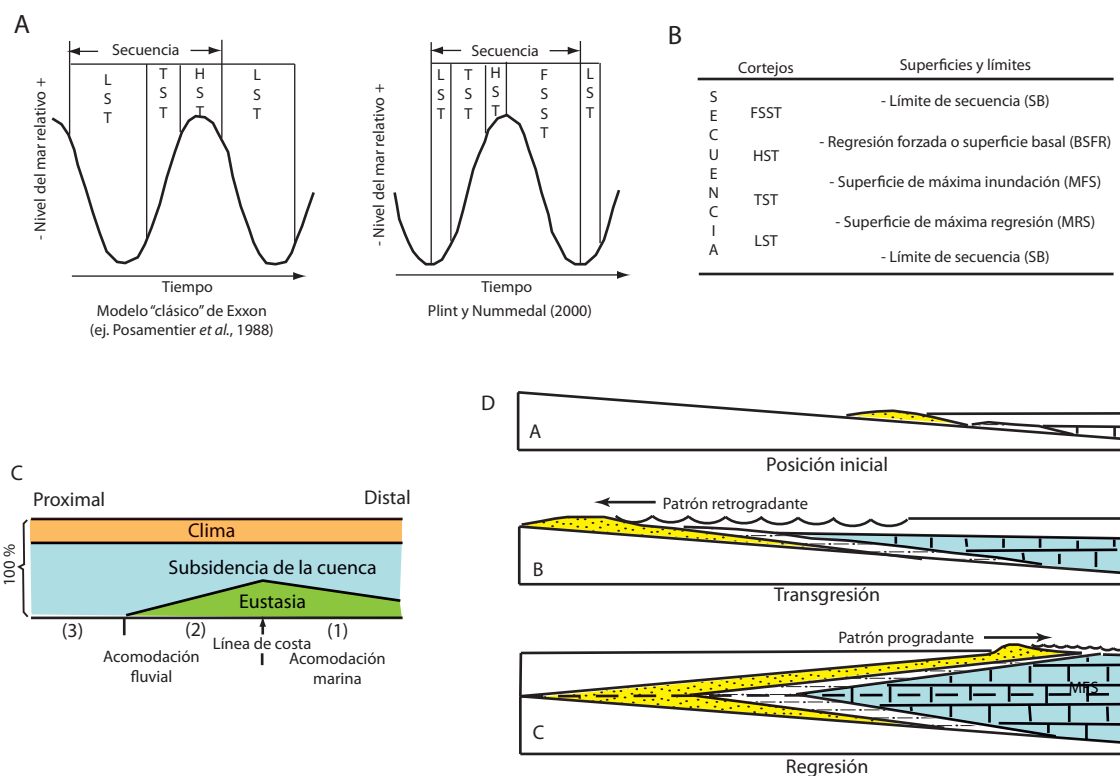


Fig.4.25. a) El modelo de secuencia estratigráfica "clásica" desarrollado por los investigadores de Exxon (Posamentier *et al.*, 1988) y el modelo de secuencia estratigráfica "extendida" según Plint y Nummedal (2000). (LST=Cortejo de bajo nivel del mar, TST= cortejo transgresivo, HST= cortejo de alto nivel del mar, FSST= cortejo de bajada del nivel del mar. b) Posición y nomenclatura de los cortejos y las superficies de límites estratigráficos en el modelo de secuencias estratigráficas desde Plint y Nummedal (2000). c) Importancia relativa de los controles alogénicos en la acomodación. Las características de la subsidencia afectan al balance entre la subsidencia y la eustasia in los ambientes marinos. Las cuencas sedimentarias pueden dividirse en tres áreas, basadas en el dominio de los distintos parámetros alogénicos en la acomodación. 1) desde marino a lacustre; 2) aguas abajo de los sistemas fluviales; 3) aguas arriba de los sistemas fluviales. d) Diagrama de transgresión y regresión. MFS es la Superficie de máxima inundación. (Modificado de Catuneanu, 2006).

En el estudio de los materiales de estas formaciones costeras se han reconocido secuencias de escalas diferentes. Las secuencias de dimensiones medias, denominadas meso-secuencias, y las de mayores dimensiones, macro-secuencias, han podido ser correlacionadas a lo largo de la zona de estudio (Sector Central y Suroccidental), así como con otras zonas de la Península Ibérica y Europa.

Las meso-secuencias tienen un espesor entre 2 y 5 m y pueden estar o no compuestos por varias micro-secuencias con un mismo estilo de depósito. Estas secuencias de mesoescala se pueden seguir varios kilómetros, pudiendo reconocerse en todas las secciones de estudio de todas las unidades de carácter costero. Las meso-secuencias presentan variaciones deposicionales a lo largo del sistema costero. Las que se observan en las Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa son de tendencia positiva. Son secuencias compuestas por lutitas y

areniscas. La cantidad de lutitas va disminuyendo hasta casi desaparecer en su totalidad en la Fm. Areniscas de Carrascosa. Se produce una continua subida del nivel de mar que provoca la retrogradación del sistema costero. Los depósitos más antiguos pueden estar retrabajados y erosionados en la zona intermareal arenosa y submareal (Fm. Areniscas de Carrascosa).

A base de la Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón el perfil de equilibrio fluvial cambia debido a la subida del nivel del mar, incrementándose el espacio de acomodación y evolucionando a sedimentos mareales cada vez más arenosos. Las secuencias comienzan a tener una clara influencia marina y se generan medios de llanura mareal, desde supramareal hacia intermareal. La Fm. Areniscas de Carrascosa se habría depositado en la llanura intermareal mixta y arenosa y en una medio submareal, representando la máxima inundación producida en esta zona durante el Triásico Medio-Superior.

Las meso-secuencias que se observan en las Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya siguen una tendencia negativa. Se corresponden con la ralentización y comienzo de la bajada del nivel del mar. Son en su mayoría lutitas y margas grises con intercalaciones carbonáticas depositadas en sistemas de *lagoon* y en zonas supra e intermareales altas. Se incrementa el aporte de sedimentos resultando el comienzo de la progradación del sistema costero, formando parte de una regresión normal (Catuneanu, 2002). Con la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya se hace patente la retirada del mar con el desarrollo de secuencias de pequeñas charcas y paleosuelos.

Las macro-secuencias suelen tener un espesor entre 15 y 25 m y suelen incluir varias meso-secuencias. Su tendencia depende del cortejo sedimentario en el que se depositaron. Los cortejos se describen en el siguiente epígrafe.

El aporte de sedimentos terrígenos a la cuenca marina cambia significativamente entre la transgresión y la regresión. Este cambio está controlado por el balance entre la acomodación y la sedimentación en la línea de costa (Fig.4.25.). Durante la regresión no hay suficiente acomodación en la línea de costa para retener toda la cantidad de terrígenos que llegan a la zona submareal. Por el contrario, la transgresión está caracterizada por un exceso de acomodación en la línea de costa y los sedimentos continentales son atrapados dentro del sistema costero. La diferencia en el aporte de sedimentos entre la regresión y la transgresión es crítica para entender los cambios en la distribución de la arena dentro del ambiente de costa y marino somero.

Las Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa de Arriba se caracterizan por una subida constante del nivel del mar y por lo tanto formar parte del cortejo transgresivo (Fig.4.26.). Parte del sedimento que deriva de la erosión de la zona costera es transferido a tierra por el movimiento del oleaje, contribuyendo a la formación de complejos submareales (Domínguez y Wanless, 1991), como sucede en el afloramiento de Cuevas de Ayllón, mientras que los sedimentos más finos son impulsados hacia el mar.

El cortejo transgresivo (Fig.4.26.) está limitado por la superficie de máxima regresión a base, que no ha sido identificada en la zona de estudio, y por la superficie de máxima inundación

a techo (Sobre esta superficie se hablará en los siguientes párrafos). En el área de estudio solo se reconocen las secuencias finales de este ciclo transgresivo. Este cortejo puede reconocerse en patrones retrogradacionales, los cuales resultan de la superposición de secuencias *fining-upward* dentro de las sucesiones marinas y no marinas. Como las tasas de acomodación son altas durante la transgresión, el cortejo transgresivo puede contener depósitos de todos los ambientes, desde continentales a marinos profundos. Los depósitos costeros transgresivos son de grano medio, debido a las altas tasas de sedimentación que rellenan la acomodación disponible (Loutit *et al.*, 1988). Como consecuencia de esto, los depósitos marinos someros se acumulan en principio en áreas adyacentes a la línea de costa.

En los Sectores Central y Suroriental se desarrolla una línea de costa con influencia de las mareas, que evoluciona desde zonas supramareales, a base, a intermareales, a techo. La formación y preservación de costas transgresivas depende de la tasa de subida de nivel del mar, el aporte de sedimentos, el régimen de vientos, la erosión y el gradiente de la línea de la costa. En general, la costa preservada en la zona de estudio era de tipo agradacional, con un potencial medio-alto de preservación de los depósitos fluviales y costeros. El elemento definitivo en la identificación de las costas transgresivas es el carácter retrogradacional de la costa abierta. Cuando a la costa solo desembocan ríos pequeños que no tienen suficientes sedimentos para rellenar todo el espacio de acomodación crean, durante la subida del nivel de base, medios caracterizados por una tendencia retrogradacional de sus facies. En estos casos, la tasa de subida del nivel de base sobrepasa la tasa de agradación tanto en la llanura mareal como en la línea de costa abierta.

La Fm. Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón es el comienzo de la regresión definitiva del Tethys y forma parte, junto con la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya, del cortejo de mar alto (Fig.4.26.). En la zona de estudio solo se conservan señales del principio de esta regresión. Es la denominada fase de regresión normal. El cortejo de nivel del mar alto se forma durante el último estadio de la subida del nivel de base, cuando la tasa de subida del nivel de base está por debajo de la tasa de sedimentación, generando una regresión normal de la línea de costa (Fig.4.26.). La tendencia y el patrón deposicional están dominados por una combinación de los procesos de agradación y progradación. Este patrón de sedimentación lleva a la creación de acomodación fluvial, con la disminución de la pendiente y por lo tanto, la correspondiente disminución con el tiempo de la energía fluvial (Shanley *et al.*, 1992). Esta tendencia va a generar depósitos costeros de baja energía con influencia mareal, *lagunes* y sistemas fluviales con tendencia granodecreciente, como sucede a lo largo de toda la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón.

El cortejo transgresivo y el regresivo se encuentran separados por una superficie que se denomina “superficie de máxima inundación”. La superficie de máxima inundación (Frazier, 1974; Galloway, 1989) es una superficie definida en base a la curva de transgresión-regresión y marca el final de la transgresión de la línea de costa. También se la conoce como superficie de máxima transgresión (Helland-Hansen y Martinsen, 1996) o superficie de transgresión final (Nummedal *et al.*, 1993). Por lo tanto esta superficie separa estratos retrogradantes debajo de estratos progradantes encima (regresión normal de *highstand*). En las zonas marinas someras del Sector Central, la superficie de máxima inundación se localiza al final de secuencias *fining-upward* (transgresivas) de la Fm. Areniscas de Carrascosa. La presencia de icnofósiles en esta

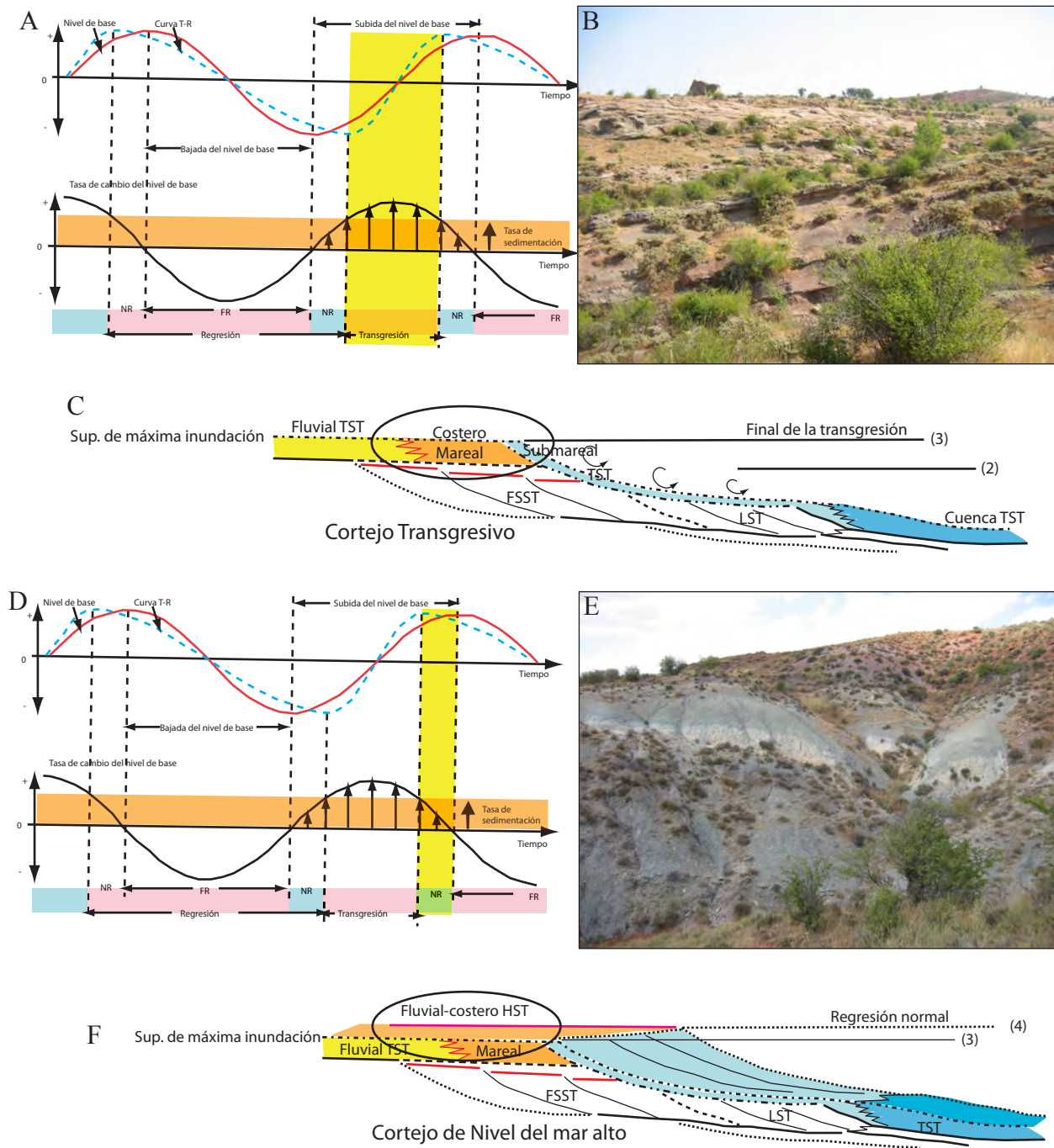


Fig.4.26. A) Representación de las curvas de nivel de base y de transgresión-regresión. Los cortejos de facies están definidos en base a estas curvas. Las unidades “Lutitas de Cuevas de Ayllón” y “areniscas de Carrascosa” se desarrollan dentro del el cortejo transgresivo “rectángulo amarillo” (Modificado de Catuneanu, 2006). B) Foto de afloramiento de las facies de inter y submareales. c) El círculo negro engloba los sistemas mareales que se desarrollan durante el cortejo transgresivo en la zona de estudio. D) Representación de las curvas de nivel de base y de transgresión-regresión. Las unidades “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” y “Lutitas versicolores de Atalaya” se desarrollan dentro del el cortejo de alto nivel marino “rectángulo amarillo” (Modificado de Catuneanu, 2006). E) Foto de afloramiento de las facies costeras de la Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón. A techo de las facies grises de esta formación se observan los niveles rojizos de la Fm. Atalaya. F) El círculo negro engloba los sistemas fluvio-costeros que se desarrollan durante el cortejo transgresivo en la zona de estudio.

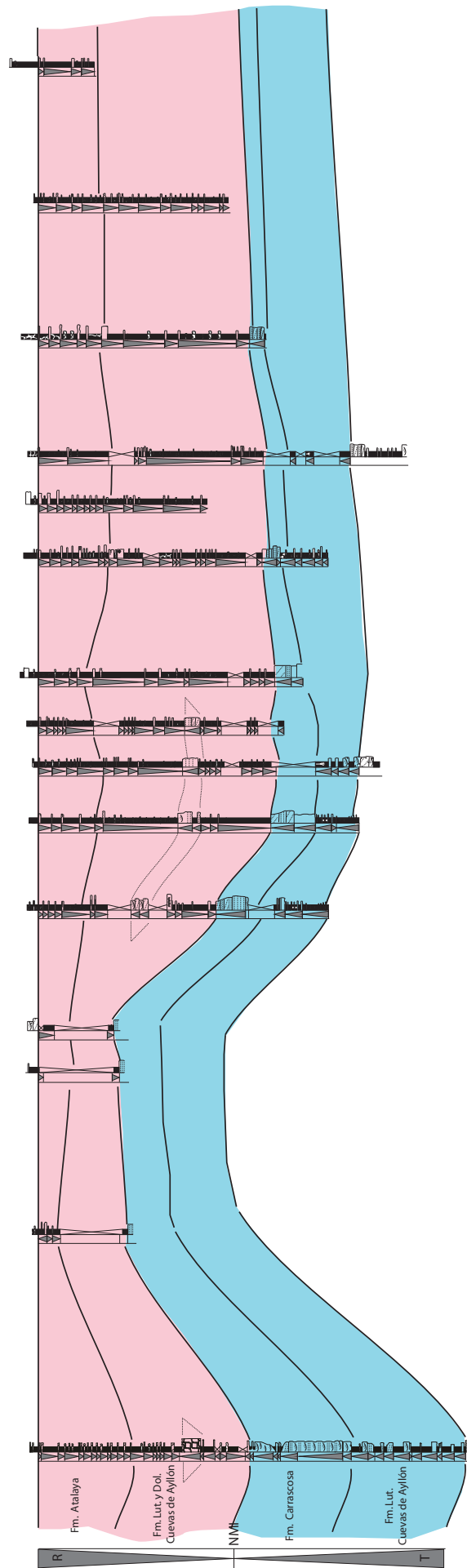


Fig.4.27. Correlación de las columnas de las Fms. Lutitas de Cuevas de Ayllón, Areniscas de Carrascosa, Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya en el Sector Central y Suroccidental. Las dos primeras unidades se depositaron durante la segunda transgresión del mar del Tethys. Se caracteriza por tener secuencias granoderecientes. A techo de la unidad Areniscas de Carrascosa se encuentra la denominada superficie de máxima inundación, representada por un *firmground*. Las unidades Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya se depositaron en el cortejo de alto nivel marino, durante la regresión normal.

superficie puede ser variable. Como sucede en la zona de estudio, la superficie de máxima inundación se encuentra asociada con niveles de *firmground* y *hardground*. Este tipo de contacto se interpreta como correspondiente a un periodo con unas tasas de sedimentación muy bajas o no depósito (Ghilbaudo *et al.*, 1996). Además de la presencia de *firmground*, la superficie de máxima inundación también está representada por niveles con contenido vegetal (*woodground*), sobre todo en las zonas de ambiente costero, donde la superficie de máxima inundación da como resultado la inundación de la vegetación de la llanura costera. El *woodground* se forman durante la transgresión marina y están preservadas dentro del cortejo transgresivo (Shanley *et al.*, 1992). Son muy abundantes en los afloramientos de Collado y Corralejo. En la zona de Cuevas de Ayllón, la superficie de máxima inundación tiene lugar en la parte superior de las facies submareales, cambiando el tipo de sedimentación a llanuras mareales costeras con depósitos de *lagoon*.

Como se observa en la fig.4.27. en la zona de estudio se pueden reconocer las secuencias pertenecientes tanto al cortejo transgresivo como al regresivo. Estas secuencias presentan tendencias claramente opuestas. Las secuencias presentes en las Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa son de tendencia transgresiva. Las secuencias de las Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya son de tendencia regresiva. A techo de la Fm Areniscas de Carrascosa se encuentra el *firmground* en el que se localizaría la superficie de máxima inundación (NMI).

4.2.5.1. Secuencias fundamentales marinas y costeras en otras regiones durante el Triásico Medio.

En este epígrafe se presenta una comparación con las curvas de variaciones eustáticas del nivel del mar del Tethys para el Triásico Medio-Superior en otras zonas del borde de cuenca del rift ibérico y de resto de la cuenca del Tethys (Fig.4.28.).

El segundo avance del mar del Tethys fue el más importante en cuanto a la extensión alcanzada en el *rift* ibérico. Comenzó durante el Ladinense Inferior (Pérez-Arlucea, 1985; Marzo y Calvet, 1985). En la región de Riba de Santiuste, la transgresión se registra en los “Limos y areniscas abigarradas de Torete”, que forman el cinturón terrígeno que precede a la transgresión (García-Gil, 1990). Esta unidad tiene geometría de *onlap*, lo que indica que la instalación de las condiciones marinas se realizó de manera gradual y progresiva. La transgresión continua durante Ladinense con el depósito de las “Areniscas y lutitas de la Cuesta del Castillo”, que presentan un cambio de facies con la unidad “Dolomías de Tramacastilla”. Con las “Dolomías, margas y calizas de Royuela” comienza la regresión, hasta el final del Ladinense. Estas unidades formarían el ciclo transgresivo-regresivo de segundo orden.

En la zona de Molina de Aragón-Albarracín, estudiada por Pérez-Arlucea (1985), es la unidad “Dolomías de Tramacastilla” la que marca el comienzo de la segunda transgresión del Tethys. Con el comienzo de los aportes terrígenos de la unidad “Dolomías, margas y calizas de Royuela” empieza la fase regresiva.

En el sector levantino, la Fm “Dolomías y calizas de Cañete” comprende los ciclos transgresivo y de alto nivel del mar (HST), pertenecientes a la Secuencia Depositional (López *et al.*, 2000). Este ciclo se desarrolla a lo largo del Ladiniense. Comprendiendo el mismo ciclo de 2º orden transgresivo-regresivo se depositaron las Dolomías Basales y las Dolomías y margas Superiores (Arribas, 1985) en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. En la Cordillera Costero-Catalana, se genera un ciclo similar, denominado Tr4. El cortejo transgresivo está representado en el dominio Baix Ebre-Priorat por las Calizas y/o dolomías y margas con *Daonella* de Rasquera. En el dominio de Prades está representado por la base de las Calizas tableadas con *Daonella* de la Pedra d’ Alcover, mientras que en el dominio de Gai.-Montseny está representado por un nivel de margas. El cortejo de alto nivel está constituido en el dominio Baix Ebre-Priorat por las unidades de Tivissa y Capafons. En el dominio de Prades está conformado por las unidades de la Pedra d’ Alcover y Capafons y en el dominio del Gaiá-Montseny lo forman las unidades de Collbat., Querol, y Capafons (Calvet *et al.*, 1990; Calvet y Marzo, 1994).

La secuencia de tercer orden que se ha identificado en la zona de estudio pertenece al intervalo Ladiniense Superior-Carniense. Este ciclo no se ha reconocido completo.

En la fig.4.28. se han representado unas columnas en las que se resumen los principales ciclos para el Triásico Medio y Superior en varias zonas de la Península Ibérica y el W de Europea. Las regiones europeas con las que se va a comparar la influencia del Tethys durante el Triásico Medio y Superior son la cuenca de París y la cuenca Germana.

Todavía hay discrepancias entre los resultados obtenidos para el *Muschelkalk* alemán y para el E de la cuenca de París. En la cuenca de París se sugiere que la secuencia deposicional M2 de Aigner and Bachmann (1992) puede dividirse en M2-1, M2-2, M2-3 (Goggin y Jacquin, 1998). M2-2 es la secuencia equivalente a Lad1 y Lad2 en los Alpes. De todas maneras, en la fig.4.28. se muestran ciclos de tercer orden para todas las regiones. Como se observa muestran ligeras variaciones en la edad según donde la zona a la que hagan referencia.

Aigner y Bachmann (1992) reconocen un solo ciclo de facies transgresivas-regresivas de 2º orden para el periodo Scytiense superior-Noriense, mientras que otros autores reconocen hasta cuatro ciclos en otras zonas de Europa. En el S de Francia se reconocen, para este mismo periodo tres incursiones marinas dentro del ciclo transgresivo-regresivo (Courel *et al.*, 1998), entre el Ladiniense Inferior y el Carniense Superior. Estos autores denominan como ciclo de 2º orden solo al primero de los ciclos. Además, el esquema estratigráfico general del Triásico del W de Europa propuesto por Gianolla y Jacquin (1998) sugieren que este ciclo de 2º orden de Courel *et al.* (1998) es un ciclo de 1º orden para el E del Tethys, al igual que el propuesto por Aigner y Bachmann (1992). En el margen del Tethys durante el Triásico, este cambio en las secuencias se justifica por las diferencias en la tectónica, la evolución sedimentaria y la resolución bioestratigráfica.

En la fig. 4.28. se incluyen los ciclos de las áreas más cercanas a la zona de estudio, de la Península Ibérica y de Europa. Los distintos ciclos se basan en los estudios de Gianolla

y Jacquin (1998); Goggin y Jacquin (1998) y Aigner y Bachmann (1992) y en los esquemas cronoestratigráficos y las escalas estándar de ammonites. Las diferencias en los ciclos T/R de 2º orden se deben a tectónica local y al desarrollo sedimentario teniendo en cuenta el diferente momento de máxima inundación y retirada del mar del Tethys en cada lugar durante el Triásico. Como se observa en la fig.4.24., el ciclo localizado en la zona de estudio se correspondería con el ciclo T/R 2 y 3 en la cuenca de París y al T/R de la cuenca germana. Para la zona de estudio se ha reconocido solo parte de un ciclo de 2º orden. No se ha reconocido su base pero su límite superior se situaría probablemente en el Noriense, con la vuelta a las condiciones marinas, que se observan con el depósito de la Fm. Imón. Este ciclo se desarrolló durante el Ladinense y el Noriense Superior, con unos 15 ma en la zona donde duró más tiempo. En la cuenca alemana, este límite inferior se encuentra bien definido por la discordancia “Hardegsen” (Aigner y Bachmann, 1992). En la cuenca de París se corresponde con una discontinuidad a base de los Conglomerat Principal (Goggin y Jacquin, 1998).

Pisos	Secuenciación Tethys. Piero Gianolla Ciclos T-R	Secuenciación Cuenca de París Goggin y Jacquin 1996	Ciclos T-R	Cuenca Alemana Aigner y Bachmann, 1992	Unidades	Ciclos T-R	Unidades	Riba de Santiuste García Gil 1990	Molina de Aragón Albarracín Pérez Arlucea 1985	Sector Levantino López et al. 2000	Cor. Iber. Rama Aragonesa Arribas 1985	Catalánides Calvet y Marzo 1994	
Retiense	T4	T4	K6	T4	K6	Rät	T4	Imón	Imón	Imón	Imón	Imón	Tr6
Noriense	R3b	R3	K5	R	K5	Stubensenstein	R	Riofresnos		K5		Gallicant	
			K4		K4	Bunten Mergel Kieselsandstein		Keuper	Keuper	K4	Keuper	Molar	Tr5
Carniense	T3b		K3		K3	Rote wand Schilfsandstein				K3			
	R3a		K2.2		K2	Gipskeuper				K2		Miravet	
	T3a		K2.1		K1	Lettenkeuper	Atalaya Cuevas de Ayllón	Royuela	Royuela	K1			
Ladiniense	R2		M2.3		M2	Hauptmuschelkalk	Carrascosa Cuevas de Ayllón	Cuesta del Castillo Torete	Tramacastilla		Cañete	Capafons	Tr4
	T2		M2.2								Dol. y marg. Superiores	Tivisa	
			M2.1								Dolomías Basales	Rasquera	

Fig.4.28. Esquema de comparación de los ciclos de transgresión-regresión para el Tethys, en la Península Ibérica, en la cuenca de París y en la cuenca alemana. Se han comparado estos ciclos con el ciclo estudiado en la zona de estudio. Se observa que el cambio transgresivo-regresivo en la zona de estudio se realizó en el Carniense inferior, probablemente unos de los lugares donde más tarde llegó el mar y antes se retiró. (Modificado Gianolla y Jacquin, 1998)

El máximo de esta transgresión es el mayor ciclo de 1º orden en todo el Triásico. La diacronía de este máximo todavía se está discutiendo por diversos autores. El dominio del Tethys y la cuenca germana todavía continúan conectados en este momento durante el Ladinense. Este punto de máxima transgresión se localiza en el *Cycloides-bank* en la cuenca alemana. En la cuenca de París esta máxima transgresión se produce en el Ladinense Medio.

La fase regresiva está documentada por una regresión de la línea de costa de los carbonatos y los terrígenos. En la cuenca alemana, esta tendencia regresiva continúa dentro del *Keuper*. Los materiales del Hauptmuschelkalk superior definen esta fase regresiva (Aigner y

Bachmann, 1992). Esta misma tendencia se muestra en la cuenca de París, con las secuencias de *backstepping* de Calcarenitas con Terebratulas. Estos ciclos terminan con una exposición generalizada.

4.3. Medio continental

4.3.1. Introducción

El medio continental se desarrolló en la zona de estudio el Triásico Superior. En este ambiente se han incluido las formaciones de Yesos y lutitas de Valderromán y Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos, incluidas sus dos subunidades.

4.3.2. Descripción de facies

A) Facies detríticas

Gm: Conglomerados masivos clastosoportados o con estratificación horizontal grosera (Fig.4.30.a). Se clasifican como conglomerados polimícticos con matriz arenosa. Los cantos son de cuarzo, cuarcita y rocas metamórficas (gneises), de subangulosos a subredondeados, con textura clastosoportada. Los cantos metamórficos solo aparecen en la base de la unidad. El tamaño de los cantos varía entre 2,0 y 8,0 cm. Se observan niveles con granoselección positiva. El espesor de los niveles es variable, entre 40 cm y 2,5 m, aunque son más abundantes los primeros. La geometría es tabular. A veces se puede encontrar imbricación de cantos. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Esta facies se interpreta como el resultado de la migración de formas de fondo longitudinales, con un transporte tipo de fondo con un predominio del tamaño grava, siguiendo la definición de Miall (1978 y 1985). Esta facies es equivalente a *sheet of massive conglomerates* de Ramos y Sopeña (1983), a G.ms.eh de Pérez-Arlucea (1985), a Gm. de Sánchez-Moya (1991) y Sánchez-Moya (1996), Cm de García-Gil (1989) y Muñoz *et al.* (1992).

Gms: Conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita, matrizsoportados por arenisca naranjas, de grano medio a grueso y, en menor proporción por lutita naranjas. Los cantos suelen ser angulosos. Su centil es de unos 7 cm. La media de los cantos es de 2 a 4 cm. Los bancos son tabulares o irregulares, adaptándose al relieve preexistente. El espesor de los bancos no supera 1,5 m. (Fig. 4.30.a). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos en el Mb. Honrubia.

Equivalen a las facies G. ms. Mxs. de Pérez-Arlucea (1985), Gms de Sánchez-Moya (1991) y Sánchez-Moya (1996). Miall (1978) las denomina Gmm y Gmg y las interpreta como depósitos de flujos de alta densidad y viscosidad.

Gp: Conglomerados con estratificación cruzada de planar (Fig.4.30.a). Se clasifican como conglomerados polimícticos con matriz arenosa. Los clastos son de cuarzo, cuarcita, feldespato y gneiss, con un tamaño que varía entre 1,0 y 7,0 cm. El espesor de estos niveles varía entre 0,4 y 2,7 m. Puede observarse granoselección positiva en algunos niveles. Ocasionalmente presentan imbricación de cantos. La geometría de los cuerpos es tabular con base y techo

plano o irregular con base irregular y/o erosiva. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Se interpretan como la migración de formas de fondo transversas de cresta recta, al igual que las descritas por Boothroyd y Nummedal (1978). Estas facies son equivalentes a los *Unit of Tabular Cross-stratified conglomerates* de Ramos y Sopeña (1983), las facies G.ec.p. de Pérez-Arlucea (1985) y a la facies Gp de Miall (1977, 1978 y 1981).

Gt: Conglomerados con estratificación cruzada de surco, clastosoportados (Fig.4.30.a). Son conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita) con escasa matriz arenosa. El tamaño de los cantos varía entre 1,0 y 6,0 cm. Ocasionalmente, puede diferenciarse granoselección positiva. Los *sets* no suelen exceder los 30 cm. El espesor de los estratos varía entre 0,4 y 1,5 m. La geometría de los cuerpos es tabular o ligeramente irregulares, con base erosiva. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Equivale a las facies Gt de Miall (1977, 1978 y 1981) quien las interpreta como migración de formas transversas con cresta lobulada o el relleno de canales menores. Esta misma interpretación ha sido dada por Ramos y Sopeña (1983) para los *Multi-storey fill trough cross-stratification*, así como a las facies G.ec.tr. de Pérez-Arlucea (1985) y a las facies Gt de García-Gil (1985).

Gh: Conglomerados clastosoportados con estratificación paralela (Fig.4.30.a). Se clasifican como conglomerados polimícticos con escasa matriz arenosa. Están compuestos por cantos de cuarzo, cuarcita y feldespatos. Su espesor varía de 0,4 a 2,0 m. La geometría es tabular o irregular, con base ligeramente cóncava y techo plano, adaptándose a relieves preexistentes. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Siguiendo las explicaciones de Miall (1978 y 1985) esta facies se asocia a la migración de formas longitudinales con un importante porcentaje de carga de fondo de gravas, en momentos de flujos altos. Esta facies es equivalente a *sheet of massive conglomerates, with flat-bedding imbricated clasts* de Ramos y Sopeña (1983) y a G.ms.eh de Pérez-Arlucea (1985).

St: Areniscas con estratificación cruzada de surco (Fig.4.30.a). Son arcosas de color rojo y naranja. El tamaño de grano varía de grueso a fino. El espesor de los niveles varía entre 0,5 a 3,7 m. Los *sets* tienen un espesor entre 15 y 25 cm. Ocasionalmente se pueden observar *sets* aislados de esta facies a techo de algunas formas mayores. La geometría puede ser tabular o lenticular, de base irregular y/o erosiva y techo plano. La geometría lenticular puede estar asociada a facies de *lag* de cantos (Se). Se observa bioturbación y cantos dispersos de cuarcita y dolomías rosas (Fig.4.31.). También es abundante la presencia de mallas de raíces, nódulos carbonáticos, etc. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Se interpretan como generadas por la migración de dunas de cresta sinuosa (Miall, 1977, 1985) o como formas superpuestas que modifican a otras formas mayores, (Cant y Walker, 1974;

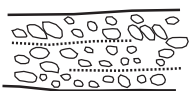

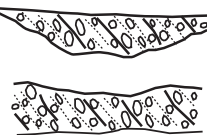
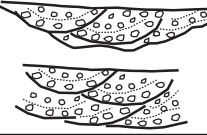
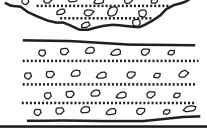
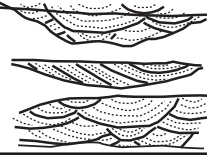
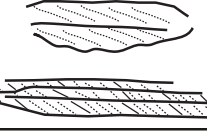
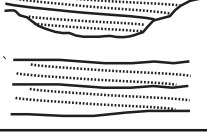

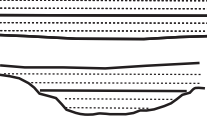
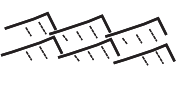
Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO (cm)	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
CONGLOMERADOS	Gm		Conglomerados masivos clastoso-portados o con estratificación grosera	Conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita, feldespato) con matriz arenosa	Cantos de 2-8	0,4 a 2,5	—	Tabular: - B. y T. planos. Irregular
	Gms		Conglomerados masivos matrizsoportados	Conglomerados de cuarzo y cuarcita angulosos con matriz arenosa de grano medio	Cantos de 2-4	1,5	—	Tabular: - B. y T. planos. Irregular
	Gp		Conglomerados con estratificación cruzada planar	Conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita, feldespato y gneiss) con matriz arenosa	Cantos de 1-5	0,4 a 2,7	—	Tabular: - B. y T. planos. Irregular: - B. irregular y/o erosiva y T. plano.
	Gt		Conglomerados con estratificación cruzada de surco	Conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita) con matriz arenosa	Cantos de 1-4	0,4 a 1,5	—	Tabular: - B. y T. planos. Irregular: - B. erosiva y T. plano.
	Gh		Conglomerados con laminación horizontal	Conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita, feldespato) con matriz arenosa	Conglomerado	0,4 a 2,0	—	Irregular: - B. irregular/erosiva y T. plano. Tabular: - B. y T. planos.
ARENISCAS	St		Areniscas con estratificación cruzada de surco	Arcosas	Grueso a fino	0,5 a 3,7	Abundante biotur. Procesos edáficos	Lenticular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano. Tabular: - B. y T. planos.
	Sp		Areniscas con estratificación cruzada planar	Arcosas	Grueso a muy fino	0,2 a 2,5	Abundante biotur.	Lenticular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano. Tabular: - B. y T. planos.
	Sl		Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo	Arcosas	Grueso a fino	0,2 a 0,7	—	Lenticular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano. Tabular: - B. y T. planos.
	Sep		Areniscas con estratificación <i>épsilon</i>	Arcosas	Medio a fino	0,3 a 0,7	Moderada a abundante biotur.	Tabular: - B. y T. planos. Lenticular: - B. ligeramente cóncava y T. plano.
	Sh		Areniscas con laminación paralela	Arcosas	Medio a muy fino	0,2 a 1,7	Moderada biotur.	Tabular: - B. y T. planos. Lenticular: - B. irregular y T. plano.
	Sr		Areniscas con <i>ripples</i>	Arcosas	Medio a fino	0,1 a 0,4	—	Tabular: - B. y T. planos.

Fig.4.30.a. Facies continentales de las formaciones Yesos y lutitas de Valderromán y Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos.

Allen, 1983). En ocasiones se produce exposición subaérea y se generan procesos edáficos incipientes (nódulos, raíces, etc). Son equivalentes a las facies A y B de Cant y Walker (1976), a las S3 de Allen (1983), a las A.ec.tr. de Pérez-Arlucea (1985), a las St de Sánchez-Moya (1991) y Ss y St de Hornung y Aigner (2002).

Sp: Areniscas con estratificación cruzada planar (Fig.4.30.a). Son arcosas de color rojo y naranja. El tamaño de grano varía de grueso a muy fino. El espesor de los niveles es de entre 20 cm. y 2,5 m. Los *sets* tienen un espesor entre 0,1 y 1,0 m y están separados por superficies de reactivación. La geometría puede ser tabular o lenticular, de base irregular y/o erosiva y techo plano. Esta última puede estar asociada a facies Se de *lag* de cantos. Se observa bioturbación y superficies de reactivación. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Se interpretan como la migración de dunas de cresta recta producidas en régimen de flujo bajo y medio (Harms, 1975; Allen, 1983). Son equivalentes a las facies D de Cant y Walker (1976), a las facies Sp de Miall (1977, 1978 y 1981), a A.ec.p. de Pérez-Arlucea (1985) y a las Tb de Ramos *et al.* (1986), a las Sp de Sánchez-Moya (1991) y Hornung y Aigner (2002) y a las facies S1 de Sáez *et al.* (2006).

SI: Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig.4.30.a). Son arcosas de color rojo y naranja. El tamaño de grano varía de grueso a fino. El espesor de los niveles es de entre 30 cm y 1,5 m. Los *sets* tienen un espesor entre 15 y 50 cm. La geometría puede ser tabular de base y techo plano o lenticular de base irregular y/o erosiva y techo plano. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Según Cant y Walker (1976) se deben a depósitos de acreción vertical producidos durante etapas de inundación y las denominan facies G. Miall (1977, 1978 y 1985) las denomina facies SI, al igual que Hornung y Aigner (2002). Esto autores la interpreta como depositada con flujos de alta velocidad, en zonas erosionadas de escaso relieve y *crevasse splay*. Pueden interpretarse también como el paso entre flujo subcrítico y supercrítico (Miall, 1996). Equivale a las facies SI de Miall (1977, 1978 y 1981), a las facies A.ec.ba. de Pérez-Arlucea (1985), a la facies Aba de García-Gil (1990).

Sep: Areniscas con estratificación *épsilon* (Fig.4.30.a). Son arcosas rojas de grano medio y fino. En el interior de estos cuerpos de acreción lateral se puede encontrar estratificación cruzada de surco y/o *ripples*, que aparecen dispuestos en dirección perpendicular a las superficies *épsilon*. El espesor medio de los niveles es de unos 70 cm. Tienen bioturbación, tanto vertical como horizontal. La geometría es sigmoidal. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Pueden interpretarse como depósitos de acreción lateral en canales de con sinuosidad formados en condiciones de régimen de flujo medio-alto. Equivalen a las facies A.ec.ep. de Pérez-Arlucea (1985), a las facies Aep de García-Gil (1990) y a las facies S1 de Sáez *et al.* (2006).





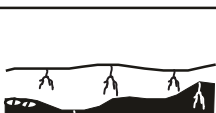






Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
LUTITAS	Fm		Lutitas masivas o con laminación difusa	Lutitas limosas y lutitas arcillosas, algo arenosas	Limos y arcillas	0,1 a 6,0	Moderada biotur. Procesos Edáficos	- Tabular: - B. y T. planos. Irregular: Adaptada a las facies preexistentes.
	Fr		Lutitas con <i>ripples</i> y laminaciones	Lutitas arcillosas y lutitas limosas	Limos y arcillas	0,02 a 0,15	Procesos Edáficos	- Tabular: - B. y T. planos. Irregular: Adaptada a las facies preexistentes.
	Fdef		Lutitas masivas o laminadas con estructuras de deformación hidroplástica	Lutitas arcillosas	Arcillas	0,2 a 0,4	—	Tabular: - B. y T. planos. Lenticular: - B. erosiva y T. plano.
	Fn		Lutitas con nódulos y costras carbonáticas y evaporíticos	Lutitas limosas y lutitas arcillosas	Limos Secundario Arcillas	0,2 a 0,8	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Bp		Areniscas y lutitas con estructuras organo-sedimentarias	Ar.: Arcosas. Lut.: Lutitas arcillosas y limosas	Ar.: medio a fino Lut.: Limos y arcillas	0,1 a 0,5	Abundante biotur. Procesos edáficos	Tabular: - B. y T. planos.
	Fg		Lutitas con yesos intersticiales (nódulos, travéculas, etc)	Lutitas yesíferas	Limos y arcilla	0,3 a 5,0	—	Tabular: - B. y T. planos.
DOLOMIAS	Dm		Dolomías masivas	Mudstone y dolopseudoesparitas	Micrítico y microcristalino	0,05 a 0,15	Escasa biotur.	Tabular: - B. y T. planos.
	Drhizo		Dolomías con rizoconcreciones	Mudstone y microesparita con terrígenos	Micrítico y microesparíticos	0,05 a 0,25	Escasa Biotur. Procesos edáficos	Tabular: - B. y T. planos.
	Dtp		Dolomías con estructura <i>tepee</i>	Micritas y microesparitas	Fino	<0,03	—	Tabular: - B. y T. planos.
EVAPORTAS	Gym		Evaporitas masivas	Yesos	Micro, Meso y macrocristalino	<10,0	Escasa biotur.	Tabular: - B. y T. planos.
	Gypsar		Arenas yesíferas	Yesos	Muy fino	0,05 a 0,3	—	Tabular: - B. y T. planos.

Fig.4.30.b. Continuación facies continentales de las formaciones Yesos y lutitas de Valderromán y Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos.

Sh: Areniscas con laminación paralela (Fig.4.30.a). Son arcosas de color rojo y naranja. El tamaño de grano varía de medio a muy fino. El espesor de los niveles varía entre 0,2 y 1,7 m. La geometría es tabular, lenticular, con base irregular y techo plano o algo irregular. Se encuentran cantos de cuarcita dispersos, bioturbación y pseudomorfos de halita. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Se han interpretado como depósitos bajo condiciones de régimen de flujo alto por migración de formas simples de estratificación plana. Solo en algunas ocasiones esta facies se debe a acreción vertical en zonas no canalizadas. Equivalen a las facies G de Cant y Walker (1976), a las Sh de Miall (1977, 1978), a las A.lp. de Pérez-Arlucea (1985), a las h de Ramos *et al.* (1986) y a las Sh de Sánchez-Moya (1991) y Hornung y Aigner (2002).

Sr: Areniscas con *ripples* (Fig.4.30.a). Los *ripples* son de corriente, tanto con cresta recta como sinuosa. Son arcosas de color rojo y naranja. El tamaño de grano varía de medio a fino. Es una facies escasa en esta unidad. El espesor de los niveles es entre 10 y 20 cm. La geometría de los niveles es tabular de base y techo plano. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Equivalen a las facies F de Cant y Walker (1976), a las Sr de Miall (1977, 1978 y 1981), a las A.ec.rp. de Pérez-Arlucea (1985), a las r de Ramos *et al.* (1986) y a las Sr de Sánchez-Moya (1991) y Hornung y Aigner (2002). Estas facies se producen por corrientes unidireccionales con un régimen de flujo bajo o sobre superficies preexistentes como barras o zonas someras (Miall, 1981).

- **Fm:** Lutitas rojas, masivas, lajosas o con laminación difusa. Se presentan en bancos de 20 cm a 8 m (Fig.4.30.b). El color suele ser rojo y naranja. La geometría de los cuerpos es tabular o irregular adaptándose a los relieves preexistentes. Puede presentar bioturbación y escasas huellas de raíces. En ocasiones se pueden encontrar nódulos y niveles milimétricos dolomíticos y evaporíticos. Esta facies es muy abundante. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán y Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Esta facies es equivalente a las facies Fm de Miall (1977, 1978). Se interpreta como el resultado de la decantación y acreción de materiales lutíticos (Valero y Gisbert, 1994). También equivalen a las facies Lms.lp. y L.ms. de Pérez-Arlucea (1985), Lm de García-Gil (1990), Fsm de Hornung y Aigner (2002) y a las facies S1 de Sáez *et al.* (2006).

- **Fr:** Lutitas grises y rojas con *ripples* de corriente (Fig. 4.30.b). Son lutitas con un importante porcentaje en arcillas. El espesor de los niveles es de unos 10 cm y los *ripples* son de escala milimétrica. La extensión lateral de los niveles no sobrepasa los 15 cm. La geometría es irregular o irregular, según la superficie preexistente que tapice. En ocasiones presentan grietas de desecación y procesos edáficos superpuestos (huellas de raíces, etc). Aparecen asociadas frecuentemente a niveles dolomíticos y a lutitas con pseudomorfos de sal. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán y Riofresnos, en la Serie Basal

y en el Mb. Honrubia.

Se interpretan como producidos por decantación y acreción de la carga en suspensión que se intercalan con picos de corrientes de tracción, donde se forman pequeños *ripples* de arena y de limo. Se producen momentos de exposición en los cuales se generan grietas de desecación. Se corresponden con las facies Lr de García-Gil (1990) y con las L.ec.Rp. de Pérez-Arlucea (1985).

- **Fg:** Lutitas rojas y grises, con una cantidad variable de yeso intersticial en forma de nódulos, travéculas, etc. (Fig. 4.30.b). De manera secundaria también pueden aparecer nódulos dolomíticos. Los yesos aparecen como nódulos, micronódulos, cristales y pseudomorfos de otros sulfatos precursores. El espesor de los niveles varía entre 30 cm y 5 m. La geometría es tabular. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán.

Esta facies refleja el crecimiento de sulfatos dentro de las lutitas, en forma de cristales de yeso o nódulos de anhidrita, por medio de procesos de cristalización y transformación de los sulfatos. Se corresponden con las facies Lm y Lh de García-Gil (1990) y a las facies de “lutitas yesíferas” de (Ortí *et al.*, 2007).

Fn: Lutitas con nódulos y costras carbonáticas y, en menor proporción, evaporíticas (Fig. 4.30.b). El color es rojo, naranja, gris y verde. El espesor varía entre 20 y 80 cm. La geometría es tabular. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos en la Serie Basal.

Esta facies se produce por el desarrollo de procesos edáficos y de evaporación en la zona vadosa. Se corresponden con las facies Lm y Lh de García-Gil (1990) y a parte de la litofacies Fl de Hornung y Aigner (1999).

Fdef: Lutitas masivas o laminadas con estructuras de deformación hidroplástica (Fig. 4.30.b). El espesor de los niveles varía entre 20 y 40 cm. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en el Mb. Honrubia.

Equivalen a las facies M de Allen (1983) y L de Pérez-Arlucea *et al.* (1983). Estas estructuras se producen por las diferencias de presión y peso entre los materiales arenosos y los lutíticos. Estas diferencias producen entonces la deformación de estos materiales.

Bp: Esta facies está formada por areniscas y lutitas (Fig. 4.30.b). Las areniscas son arcosas de grano medio y fino. Los espesores varían entre 0,1 y 1 m. La geometría es tabular y/o irregular. En general, se producen decoloraciones verdes y grises y moldes de raíces rellenos de sedimento. También aparecen costras y nódulos carbonáticos. Muchas de estas estructuras han sufrido una silicificación posterior. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Equivale a A.m.sb. de Pérez-Arlucea (1985), Bp de Sánchez-Moya (1991); Sánchez-

Moya (1996) y Fr de Hornung y Aigner (2002). Se interpretan como diferentes estadios en el desarrollo de perfiles edáficos que dan lugar a estructuras orgánico-sedimentarias producidas a favor de raíces de plantas, que afectan tanto a areniscas como a lutitas.

B) Facies dolomíticas

- **Dm:** Dolomías grises, rosas y ocre, *mudstone*, de aspecto masivo o formando costras de escaso espesor (Fig. 4.30.b). El tamaño de grano es micrítico o microcristalino. El espesor de los niveles varía de 1 a 25 cm. Los cuerpos tienen geometría tabular. Suelen presentar escasa bioturbación y grietas de desecación. Ocasionalmente, el aspecto de estos estratos puede ser noduloso o carvernosas. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán y Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Se trata de depósitos de fangos carbonáticos con una lámina de agua muy somera (Ramos, 1979; Collinson, 1983) que se ven sometidos a exposición subaérea periódica. La presencia de huellas edáficas y de desecación muestra variaciones en el espesor de la lámina de agua e indican periodos de exposición. Equivalen a las facies D.ms de Pérez-Arlucea (1985) y Dm de García-Gil (1990), de Muñoz (1992), L de Sáez *et al.* (2006) y Carb de Hornung y Aigner (1999).

- **Dtp:** Dolomías, *mudstone*, ocre y grises, con estructura *tepee* (Fig. 4.30.b). El tamaño de grano es fino. Son micritas y microesparitas. Los niveles son de pocos centímetros, no superando los 3 cm. La geometría es tabular. Pueden presentar agregados aciculares de yeso y pseudomorfo de halita. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Los *tepees* se interpretan como estructuras de desecación y expansión del carbonato debido a las fuerzas de cristalización (Assereto y Kendall, 1971; Assereto y Kendall, 1977).

Drhizo: Son dolocretas rosas, con una estructura de tubos verticales cilíndricos (Fig. 4.30.b). Estas dolomías son micritas y rellenando las grietas puede encontrarse esparita. El espesor varía entre 0,3 y 2,0 m. La geometría de los niveles es tabular, de base y techo plano. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en el Mb. Honrubia.

Se asocian con el desarrollo de paleosuelos, indicando un periodo largo de permanencia y desarrollo de la vegetación. Hornung y Aigner, (2002) las denominan facies Rhizo.

C) Facies Evaporíticas

- **Gym:** Yeso blanco masivo (Fig.4.30.b). Esta es una de las facies más comunes de


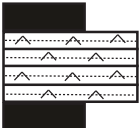





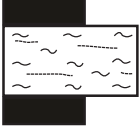
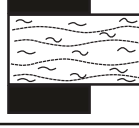
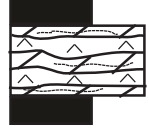

Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
EVAPORITAS	Gyps		Evaporitas pseudomórficas	Yesos	Mesocristalino	<0,15	—	Tabular: - B. y T. planos. Lenticular: -B. plana y T. convexo.
	Gyl		Evaporitas con laminación paralela	Yesos	Micro y mesocristalino	0,05 a 0,4	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyn		Evaporitas con estructura nodular	Yesos y anhidrita	Matriz: arcilla o micrita. Nód: 1 a 10 cm	0,2 a 0,4	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyr		Evaporitas con ripples	Yesos	Microcristalino	<0,03	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyen		Evaporitas con estructura enterolítica	Yesos	Mesocristalino	0,04	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyrad		Evaporitas con estructura radiales	Yesos	Mesocristalino	Disposos en rosetas de hasta 0,05	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Gyf		Evaporitas con estructura fibrosa	Yesos	Mesocristalino	0,01 a 0,05	—	Tabular: - B. y T. planos.
MIXTAS	Mm		Margas masivas o con laminación paralela difusa	Margas y margas arcillosas	Lutita	0,05 a 1,0	—	Tabular: - B. y T. planos. Ocasionalmente lenticular: -B. irregular, T. plano.
	Mn		Margas con estructura nodular	Margas y margas arcillosas	Lutita	0,05 a 0,2	—	Tabular en afloramiento: - B. y T. planos.
	Gc		Interestratificados evaporita-carbonato	Carb: Mudstone o dolomicroesparitas Evap: Yesos y anhidritas	Carb: Micrítico o microcristalino Evap: Microcristalino	0,1 a 0,3	—	Tabular: - B. y T. planos.
	GSp		Conglomerados y areniscas con estratificación cruzada planar	Conglomerados polimícticos con matriz arenosa y arcosas	Cong.: 1-4 cm Ar.: Grano grueso	0,5 a 1,5	—	Tabular: - B. y T. planos.

Fig.4.30.c. Continuación facies continentales de las formaciones Yesos y lutitas de Valderromán y Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos.

yesos en esta unidad. Se caracteriza por la ausencia de estructuras sedimentarias y diagenéticas bien definidas. Pueden presentar zonas carbonatadas. Presenta bioturbación. El espesor de los cuerpos es inferior a 5 m. La geometría es tabular. (Fig.4.31.) Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Esta facies se genera por evaporación y precipitación de sulfatos en zonas encharcadas someras. Equivalen a las facies de “Yesos masivos bioturbados” de (Rodríguez-Aranda y Calvo, 1998; Ortí y Rosell, 2000) y a las facies B de Salvany (1990).

- **Gypsar:** Yeso detrítico (Fig. 4.30.b). Está compuesto por niveles tabulares de yesos detríticos grises, de grano fino. El espesor de los bancos es de unos 30 cm. Los niveles de yeso, de unos 5 cm, alternan con capas de lutitas grises. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Se interpreta como el resultado de la erosión y el transporte de yeso, por medio de una corriente de agua o viento, desde su depósito original y su posterior depósito formando capas de espesor centimétrico (Ortí *et al.*, 2003).

- **Gyps:** Yeso blanco y gris pseudomórfico (selenítico) (Fig.4.30.c). Su espesor no supera los 15 cm. Está compuesto por pequeños cristales poligonales formando parejas. La unión de estas estructuras desarrolla niveles de geometría tabular, de base y techo plano o lenticular, de base plana y techo convexo. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Esta facies proviene del crecimiento de cristales de yeso subacuático (Ortí *et al.*, 2007), en zonas encharcadas someras con una lámina de salmuera estable. Equivalen a las facies de “Yeso pseudomórfico” de (Ortí *et al.*, 2007).

- **Gyl:** Yeso blanco o gris, laminar (Fig. 4.30.c). Aparece en bancos de 5 a 40 cm. La geometría es tabular. Puede presentar grietas de desecación a techo de los niveles. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Estas facies se forman por la precipitación de yeso primario con cambios de energía en condiciones subacuáticas someras (Ortí *et al.*, 2007). Equivalen a las facies Y.Ln. de Pérez-Arlucea (1985), a las facies E de Salvany (1990) y a las facies de “Yesos laminados” de Ortí *et al.* (2007).

- **Gyn:** Yeso blanco y gris, con anhidrita de estructura nodular (Fig. 4.30.c). El espesor de los niveles varía entre 20 y 40 cm. La geometría es tabular. Los nódulos suelen tener un tamaño entre 1 y 20 cm. Pueden aparecer tanto aislado, como formando niveles. Estos nódulos suelen encontrarse en una matriz de lutitas o de carbonato (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Estas facies pueden generarse a partir de cristales precursores de yeso, que han sufrido diagénesis en el enterramiento. Ortí *et al.* (2007) apunta también que se pueden generar nódulos por el crecimiento de anhidrita en la zona vadosa. Equivale a las facies Y.ms.pa. de Pérez-Arlucea (1985), a las facies C de Salvany (1990), a las G de Sáez *et al.* (2006) y “Yesos nodulares y yesos nodulares-bandeados” de Ortí *et al.* (2007).

- **Gyr:** Yeso blanco o gris, con *ripples* (Fig. 4.30.c). Los niveles son de escaso espesor, no superando los 3 cm. La geometría es tabular con solo unos centímetros de extensión lateral. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Se producen por la removilización de materiales evaporíticos en zonas someras (Ortí *et al.*, 2007).


Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
MIXTAS	Se		Lag de cantos	Conglomerados de intraclastos de lutita o cantos de cuarcita	Cantos de 1-6 cm	0,1 a 0,3	—	Irregular y erosiva

Fig.4.30.d. Continuación facies continentales de las formaciones Yesos y lutitas de Valderromán y Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos.

- **Gyen:** Yesos blancos y grises formando niveles enterolíticos (Fig. 4.30.c). Se distribuyen en niveles horizontales y en algunas ocasiones, verticales, dentro de los niveles de lutitas rojas. Su espesor medio es de 4 cm y su extensión lateral de hasta 5 m. (Fig.4.31.). Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Son estructuras asociadas a mecanismos de anhidritización temprana de yesos (García-Veigas *et al.*, 1990).

- **Gyrad:** Yesos blancos radiales y lenticulares en forma de rosetas (Fig. 4.30.c). Suelen presentarse dispersos dentro de las lutitas o en niveles de yeso masivo. Presentan una estructura esférica en roseta con hasta 5 cm de diámetro. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Son pseudomorfos de sales de origen intrasedimentario reemplazados ahora por yeso secundario (García-Veigas *et al.*, 1990)

- **Gyf:** Yesos blancos y grises fibrosos, mesocristalinos (Fig. 4.30.c). El espesor de los niveles de yeso varía entre 1 y 5 cm. Está formado por dos capas zonadas de fibras de yeso secundario. Esta facies suele estar incluida en una matriz de carbonato, lutitas o incluso otros yesos. La geometría es tabular y se extiende en forma de venas que pueden llegar a tener varios

metros. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán

Esta facies es el resultado del relleno de fracturas zonadas con cemento fibroso de yeso (Warren, 2006).

D) Facies Mixtas

- **Mm:** Margas y margas arcillosas, grises y verdes, masivas o laminación paralela difusa (Fig. 4.30.c). Se encuentran en niveles de 5 cm a 1,0 m. Su geometría es aparentemente tabular a escala de afloramiento, aunque también se observan cuerpos con geometría lenticular. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán y Riofresnos, en el Mb. Honrubia.

Equivale a Lm.lm. de Muñoz (1992) y Ms de Sáez *et al.* (2006). Se producen como resultado de la decantación de materiales finos calcoarcillosos en áreas someras encharcadas.

- **Mn:** Margas y margas arcillosas, grises y verdes, nodulosas (Fig. 4.30.c). Se distribuyen en bancos de 5 a 20 cm. Pueden presentar pseudomorfo de yesos primarios. Su geometría es tabular a escala de afloramiento. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán.

El depósito de esta facies se produciría por decantación de fangos en zonas de baja energía, someras (Salvany, 1990) con una importante evaporación y sustitución de las sales primarias por otras secundarias manteniendo la forma original de las primeras, dando lugar a los pseudomorfos de sales.

- **GC:** Interestratificados de evaporitas y carbonato (Fig. 4.30.c). El color es gris y ocre. Las evaporitas son yesos y anhidritas. Los carbonatos son de tipo *mudstone* o dolomicroesparitas. Los yesos son microcristalinos y los carbonatos son micríticos o microcristalinos. Estas facies se caracterizan por la presencia de laminaciones más o menos regulares y continuas de yeso y carbonato. Se presentan en niveles con un espesor de 10 a 30 cm. La geometría es tabular. Esta facies se encuentra en las formaciones Lutitas y yesos de Valderromán.

La alternancia de los niveles de dolomías o yesos depende de la saturación del agua en carbonato o en sulfato (Ortí y Rossel, 2000). En general los niveles de dolomías se producen en los momentos de mayor aridez (Arp *et al.*, 2005). Según García-Veigas (1990) representan estadios de disolución de zonas encharcadas evaporíticas. Pueden significar cambios en la química de la aguas (Valero y Gisbert, 1994). Equivalen a las facies E de Salvany (1990).

GSp: Conglomerados y areniscas con estratificación cruzada planar (Fig. 4.30.c). Los conglomerados están compuestos por cantos de cuarcita de entre 1,0 y 4,0 cm. Las areniscas



Fig. 4.31. Detalle de las facies continentales. A) Alternancia de facies de conglomerados masivos y con estratificación cruzada planar y niveles de areniscas; B) Vista de las facies de Cuevas de ayllón; C) Detalle de las grietas de retracción presentes en las areniscas de esta unidad; D) Facies de laminación paralela; E) Detalle de las facies de rizoconcreciones; F) Facies enterolíticas; G) Facies de laminación paralela.

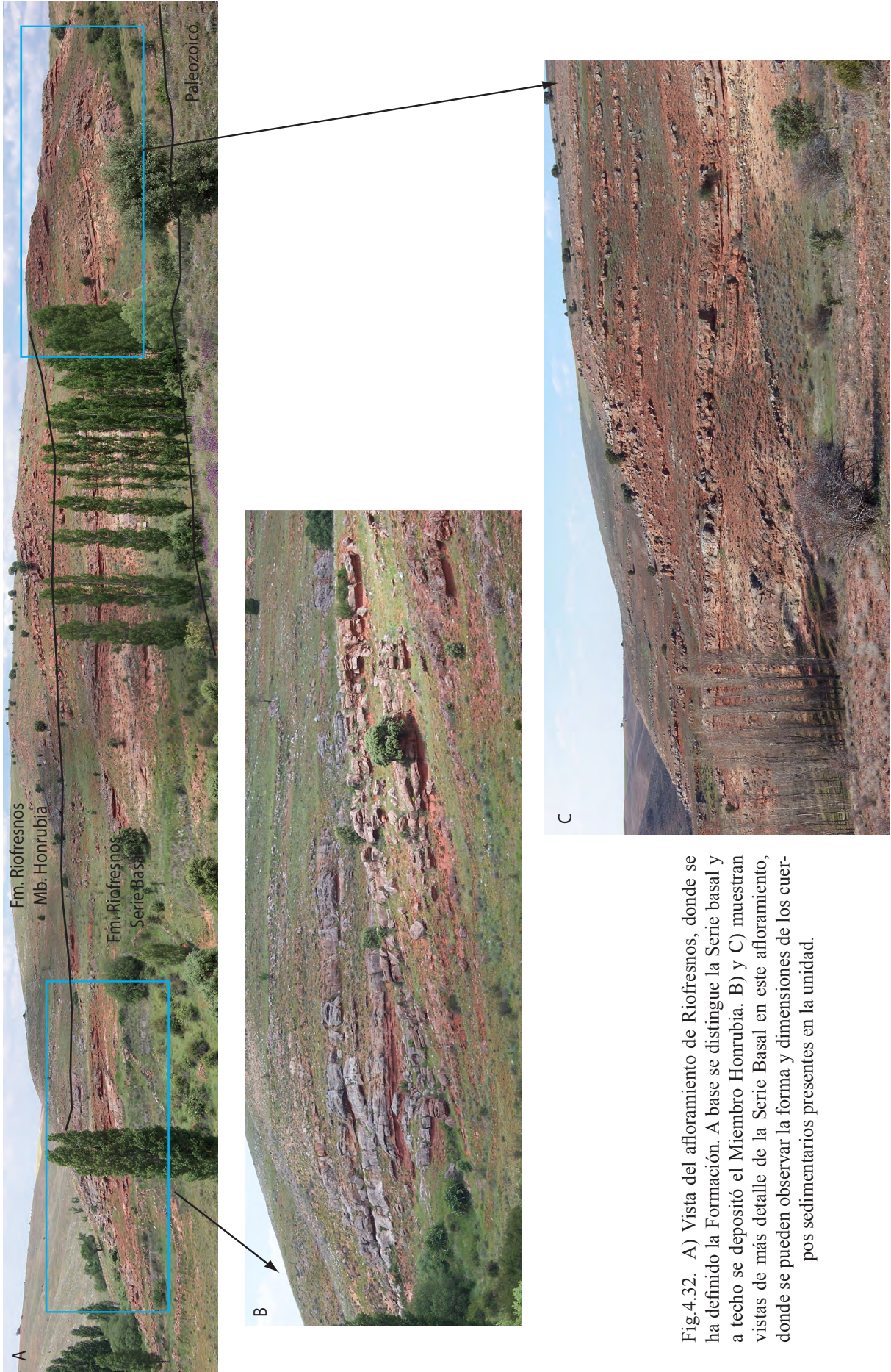


Fig.4.32. A) Vista del afloramiento de Riofresnos, donde se ha definido la Formación. A base se distingue la Serie basal y a techo se depositó el Miembro Honrubia. B) y C) muestran vistas de más detalle de la Serie Basal en este afloramiento, donde se pueden observar la forma y dimensiones de los cuerpos sedimentarios presentes en la unidad.

son rojas, de grano grueso a medio. Los tramos están compuestos tanto por areniscas como por conglomerados en proporción similar. Algunas láminas están compuestas por areniscas con cantos dispersos. El espesor de los niveles varía entre 0,5 y 0,8 m. La geometría de los cuerpos es tabular, con base irregular o plana y techo plano. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Esta facies es semejante a las bimodales *matrix-supported* de las litofacies B de Steel y Thompson (1983). Se forma por una avalancha de cantos simultánea a la erosión, transporte y depósito de las arenas de zonas próximas. La mezcla se deposita de manera similar a un flujo de gravedad.

Se: *Lag* de cantos (Fig.4.30.d). Conglomerados de intraclastos de lutita o de cantos de cuarcita, que aparecen tapizando superficies erosivas. El tamaño de los cantos es variable, entre 1,0 y 6,0 cm. El espesor de estos niveles varía entre 10 y 30 cm. Presentan una geometría irregular y erosiva. Esta facies se encuentra en la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal y en el Mb. Honrubia.

Equivalen a las facies SS de Cant y Walker (1976), a las G1, G2 y G3 de Allen (1983), a las Cl.be. de Pérez-Arlucea (1985), a las Sb de Ramos (1986), Se de Sánchez-Moya (1991) y Sánchez-Moya (1996), Ae de García-Gil (1989) y Muñoz *et al.* (1992). Se interpretan como una superficie erosiva con cantos, que forma depósitos residuales, a base de canales y de llanuras de inundación cercanas a canales (Rust, 1978).

4.3.3. Asociaciones y elementos arquitecturales en los sistemas continentales triásicos

En este epígrafe se describen las secuencias y elementos arquitecturales descritos para los medios continentales (Fig. 4.32.), pertenecientes a las formaciones Yesos y lutitas de Valderromán y Riofresnos (Serie Basal y Mb. Honrubia):

A) Secuencia de facies A: Zona marginal de llanura lutítica continental.

Descripción: Esta secuencia está compuesta, a base, por lutitas rojas masivas (Fm) y lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso y anhidrita (Fg). Presenta escasas estructuras de yesos enterolíticos (Gyen) que se localizan en la parte media de la asociación. A techo, suele terminar la serie con niveles de lutitas grises (Fm) y niveles de gypsarenitas (Gypsar) y areniscas (Fig.4.33.). La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. Esta secuencia no suele superar los 3 m de espesor. Su extensión lateral es variable, entre varias decenas de metros a cientos de metros.

Interpretación: Esta secuencia es el resultado de la sedimentación producida en zonas marginales de una llanura lutítica (Fig.4.33.). Estos materiales se habrían depositado limitando

con las zonas más externas del *playa-lake*, pero en esta llanura lutítica no se generaban las condiciones de salinidad suficiente para que se generaran gran cantidad de yesos. La presencia de lutitas rojas y grises indica condiciones de baja energía. Las lutitas con nódulos de yesos y anhidrita se originan en la zona vadosa (Ortí *et al.*, 2007) o durante los primeros estadios de la diagénesis. La escasez de niveles de yesos enterolíticos indica condiciones de salinidad moderada. Los niveles de gypsarenitas y areniscas de grano fino se generan por la removilización y transporte de materiales, provocada por el viento y/o el agua de materiales detríticos y evaporíticos. La presencia de moteados versicolores indica procesos edáficos generados por oxidación/reducción e hidratación/desecación (Hofmann *et al.*, 2000). La ausencia de restos fósiles podría indicar que las condiciones de vida eran hostiles y no permitían la existencia de fauna (Paik y Kim, 2006) o que la preservación de los restos era difícil. La presencia de nódulos de yeso indica condiciones hipersalinas ocasionales en la llanura lutítica (Arp *et al.*, 2005). Se observa en la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán.

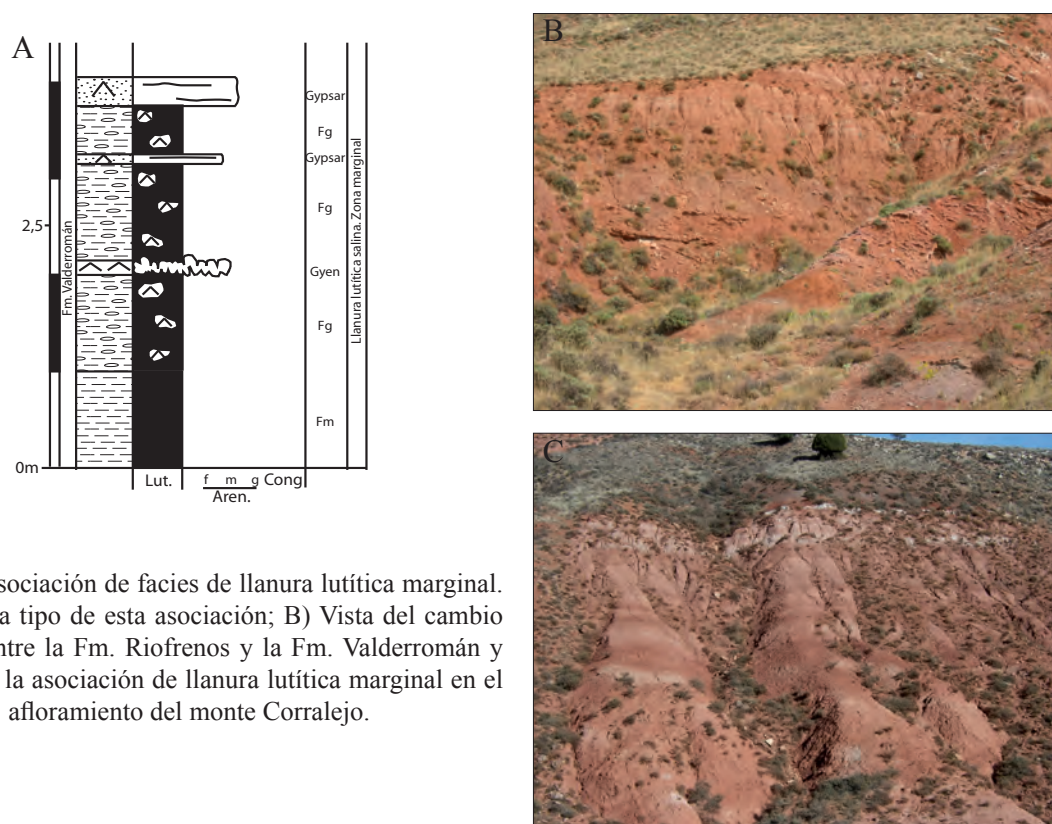


Fig.4.33. Asociación de facies de llanura lutítica marginal. A) Columna tipo de esta asociación; B) Vista del cambio de facies entre la Fm. Riofrenos y la Fm. Valderromán y C) Vista de la asociación de llanura lutítica marginal en el afloramiento del monte Corralejo.

B) Secuencias de facies B: Zona externa de *playa-lake*:

Descripción: En este subambiente se diferencian dos secuencias. La primera secuencia de esta zona está compuesta por lutitas rojas masivas (Fm) que alternan con lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso y anhidrita (Fg). A techo de la secuencia suelen depositarse niveles de margas grises y verdes masivas (Mm) y niveles de dolomías blancas y ocre masivas (Dm), microcristalinas y micríticas. A techo de estas dolomías ocre (Fig.4.34.) pueden aparecer estructuras *tepee* (Dtp). La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. El espesor de esta secuencia varía entre 1,5 y 2 m. Su extensión lateral es de varios cientos de metros.

La segunda secuencia que se describe para la zona externa está formada por lutitas rojas masivas (Fm) alternando con lutitas rojas con laminaciones de *ripples* (Fr) y con lutitas rojas y verdes (Fig.3.34.) con nódulos de yeso y anhidrita (Fg). A lo largo de la asociación se encuentran niveles de areniscas y gypsarenitas de color amarillo y ocre (Gypsar). La secuencia termina con niveles de margas grises y amarillas masivas (Mm) y dolomías ocreas, masivas, microcristalinas de grano fino (Dm). La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. El espesor de esta secuencia no suele superar el metro. Su extensión lateral suele ser de varias decenas de metros.

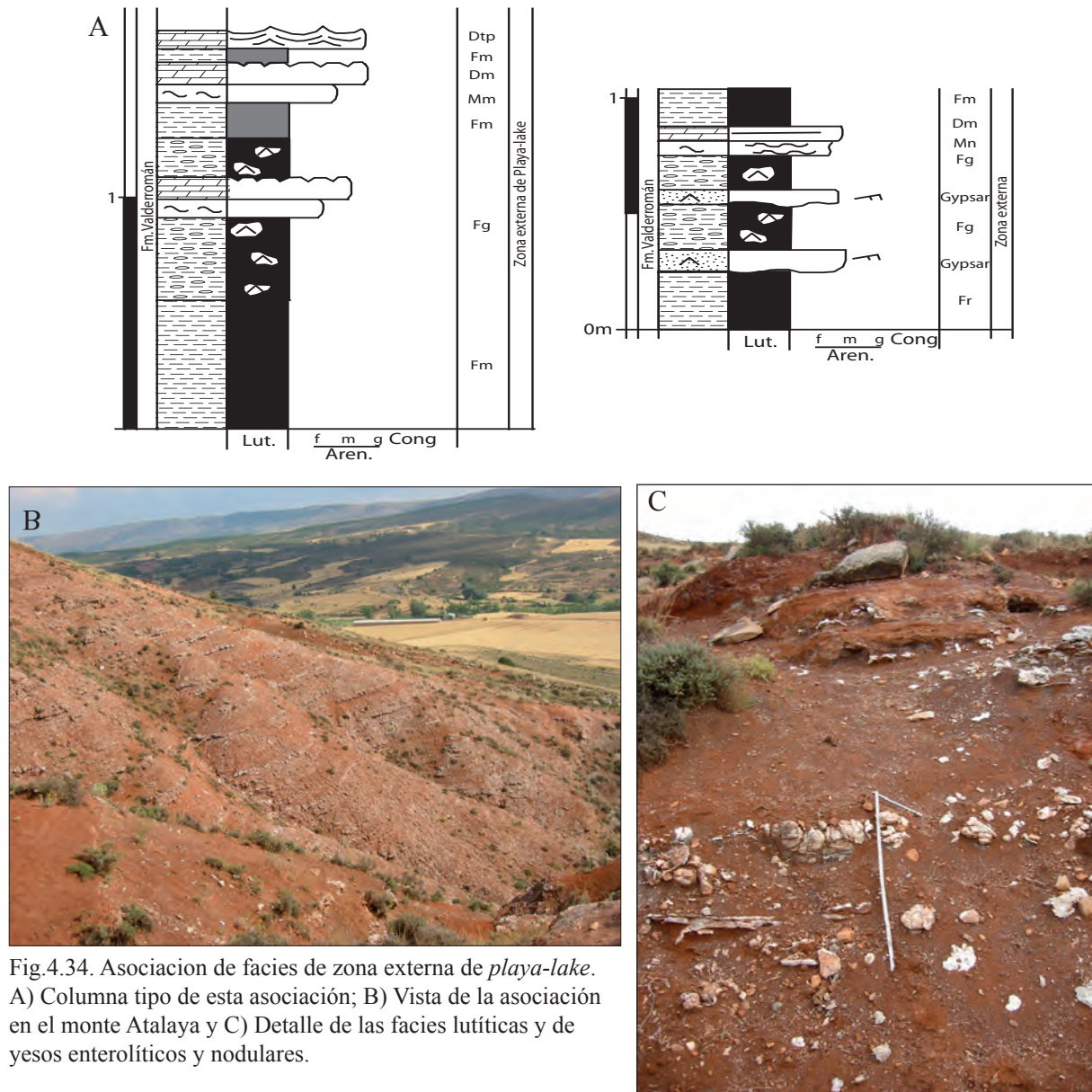


Fig.4.34. Asociación de facies de zona externa de *playa-lake*. A) Columna tipo de esta asociación; B) Vista de la asociación en el monte Atalaya y C) Detalle de las facies lutíticas y de yesos enterolíticos y nodulares.

Interpretación: La presencia de lutitas rojas y grises indica condiciones de baja energía. La presencia de niveles de yesos enterolíticos es más frecuente que en la secuencia anterior e indica condiciones hipersalinas suficientes para generar este tipo de depósitos (El-Tabakh *et al.*, 1997). Además, asociadas a estos niveles se generan lutitas con nódulos de yesos y anhidrita en la zona vadosa, durante el enterramiento o con aguas saturadas durante la exhumación (Ortí *et al.*, 2007). Los niveles de gypsarenitas y areniscas de grano fino se generan por el transporte de materiales detríticos y evaporíticos, por medio del viento y el agua, en los momentos de

tormentas y de lluvias. Los niveles de margas y dolomías se producen en los momentos de mayor aridez (Arp *et al.*, 2005) y se corresponden con *ponds* de carácter efímero (Salvany y Ortí, 1994). Estos materiales se habrían depositado en las zonas más externas o marginales del *playa-lake* (Fig.4.34.), en contacto con la zona intermedia. En este subambiente las condiciones de salinidad son más favorables para el desarrollo de gran cantidad de evaporitas. La primera secuencia se encuentra más cerca de la zona intermedia del *playa-lake*, ya que presenta un depósito importante de carbonatos, mientras que la segunda secuencia limita con la llanura lutítica continental. Esta secuencia muestra además más cantidad de depósitos arenosos que la primera asociación. El tipo de transporte principal asociado a este sistema era la carga en suspensión asociada a mantos de arrollada (Reinhardt y Ricken, 2000). Las facies carbonáticas y margosas forman se depositan a techo de la secuencia de desecación/colmatación de una *mudflat-playa lake* (Arp *et al.*, 2005). Se observa en la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán.

C) Secuencias de facies C: Zona intermedia de *playa-lake*: Palustre

Descripción: Se han descrito dos secuencias para este ambiente. La primera secuencia está formada, de base a techo, por lutitas rojas masivas (Lm), lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso y anhidrita (Fg). Alternando con estas facies se pueden encontrar niveles de gypsarenitas (Gypsar), en ocasiones con laminación paralela. Son frecuentes los niveles de lutitas rojas con travéculas de yeso fibroso (Gyf). A techo, la asociación contiene niveles centimétricos a decimétricos de yeso radial y lenticular formando rosetas (Gyrad) y yeso y anhidrita nodular (Gyn) con *chicken-wire* (Fig.4.35.). La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. Esta secuencia no suele superar los 3 m de espesor. Su extensión lateral es variable, de varias decenas de metros.

La segunda secuencia está formada (Fig.4.35.) por lutitas rojas masivas (Fm), lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso y anhidrita (Fg). Pueden encontrarse algunos niveles de yesos enterolíticos (Gyen). La parte media y superior de la secuencia está formado por lutitas rojas con abundantes travéculas de yeso fibroso (Gyf). A techo, se observan capas de yesos blancos masivos (Gym), niveles con alternancia de capas de yeso y de carbonato (GC) y yesos blancos laminados (Gyl). La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. Esta secuencia no suele superar 1 m de espesor. Su extensión lateral es variable, de varias decenas de metros.

Interpretación: La presencia de lutitas rojas y grises, sobre todo a base, indica condiciones de baja energía. La presencia de niveles de yesos enterolíticos y nodulares es muy frecuente, sobre todo en la segunda secuencia, desarrollándose condiciones hipersalinas (El-Tabakh *et al.*, 1997). La generación de nódulos y travéculas es muy frecuente en la zona vadosa (Ortí *et al.*, 2007). Los niveles de dolomías se producen en los momentos de mayor aridez (Arp *et al.*, 2005) cuando el agua se satura en carbonato. Sin embargo cuando el agua se satura en sulfato se depositan niveles de yeso. Esta alternancia entre yesos y carbonatos se produce ciclicamente (Ortí y Rossel, 2000). Los niveles de gypsarenitas son escasos indicando que se produce menos transporte o menor disponibilidad de materiales detríticos desde zonas externas. Esta secuencia se interpreta como zonas intermedias de un *playa-lake* (Fig.4.35.). Las condiciones hipersalinas son claramente dominantes. La primera secuencia limita con la zona externa del *playa-lake*, presentando todavía algunos niveles de gypsarenitas. La segunda

secuencia está en contacto con las zonas más internas del *playa-lake*. Comienza a presentar el depósito de algunos niveles de yesos masivos y laminares. Esta zona intermedia se caracteriza por estar inundada durante los momentos de mayor profundidad de la lámina de agua de las charcas. Se observa en la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán.

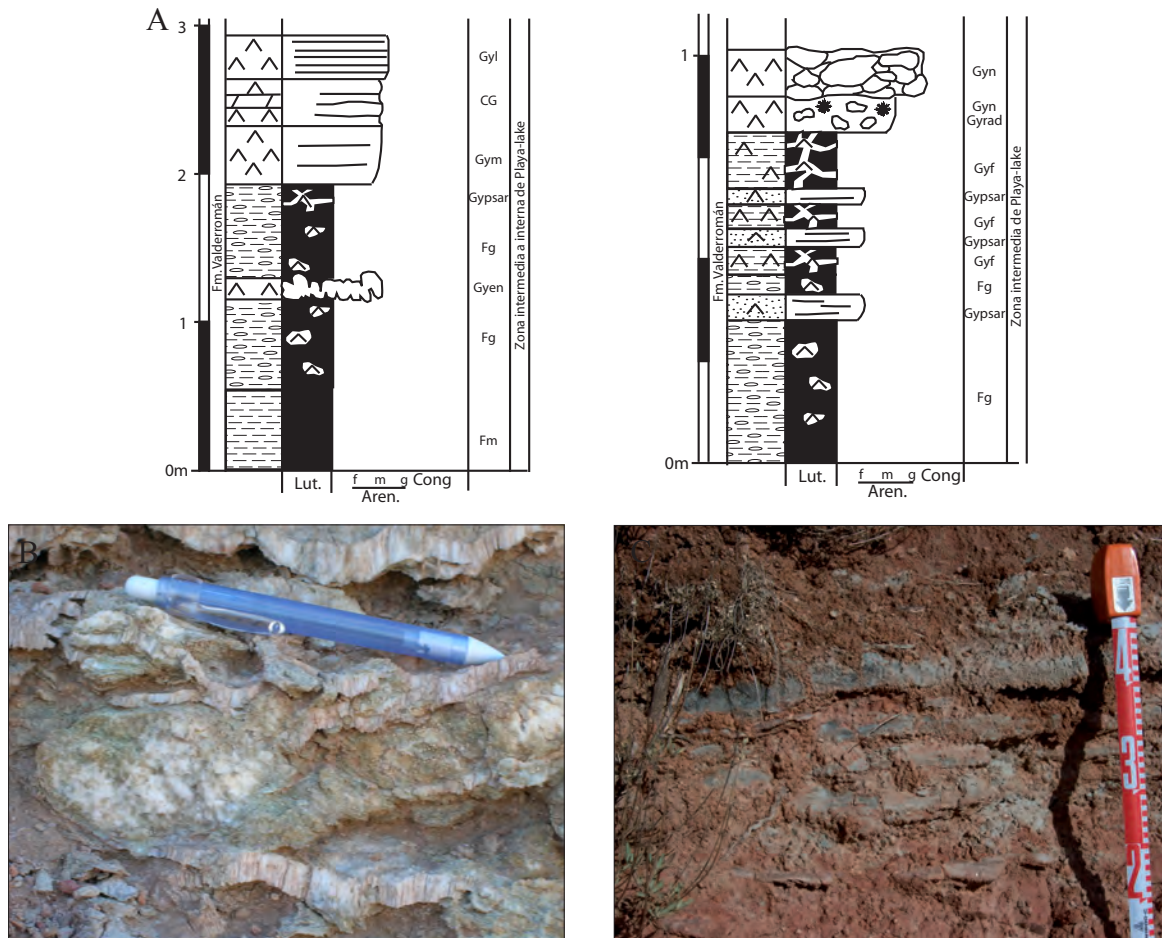


Fig.4.35. Asociaciones de facies de la zona intermedia de un *playa-lake*. A) Columnas tipo de esta asociación; B) Detalle de los yesos nodulares y fibrosos en el monte Collado y C) Detalle de los niveles de gipsarenitas en el monte Valdecabra.

D) Secuencias de facies D: Zona interna de *playa-lake*: Charcos someros.

Descripción: El desarrollo de yesos es muy importante en esta secuencia (Fig.4.36.). Se depositan niveles de yesos blancos masivos (Gym), capas de yesos laminados (Gyl) y yesos con estructuras seleníticas (Gyps). Junto con los yesos se depositan lutitas rojas masivas (Fm). La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. Esta secuencia suele superar 1 m de espesor. Su extensión lateral es variable, superando la decena de metros.

Interpretación: Las condiciones hipersalinas y de evaporación se hacen generalizadas para el depósito de esta secuencia, como indica el dominio de los depósitos de distintas facies de yesos (Ortí y Salvany, 2004). Los niveles de yesos masivos y laminares dominan sobre los

depósitos de yeso selenítico. Esto indica que las charcas no eran muy profundas y no mantenían suficiente lámina de agua como para generar yeso selenítico, pero sí laminar. Puede encontrarse bioturbación el fondo de estas charcas (Rodríguez-Aranda y Calvo, 1998; Ortí *et al.*, 2003). Los procesos de transformación durante el enterramiento de yeso a anhidrita y la posterior exhumación, que convierte la anhidrita de nuevo en yeso, hacen que sea difícil observar las estructuras originales. La presencia de lutitas rojas y grises indica condiciones de baja energía. Asociados a estos depósitos lutíticos pueden generarse niveles de yeso travecular, que se genera en la zona vadosa. Respecto a las secuencias anteriores desaparecen los niveles enterolíticos y nodulares. La alternancia de capas de carbonato y capas de yeso son frecuentes en la zona intermedia del *playa-lake* (Ortí *et al.*, 2003). Esta secuencia se interpreta como generada en zonas internas de un *playa-lake* (Fig.4.36.). Las condiciones hipersalinas son claramente dominantes. Esta zona interna se caracteriza por estar inundada tanto en momentos de máxima lámina de agua de las charcas como en los momentos mínima lámina de agua. Se observa en la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán.

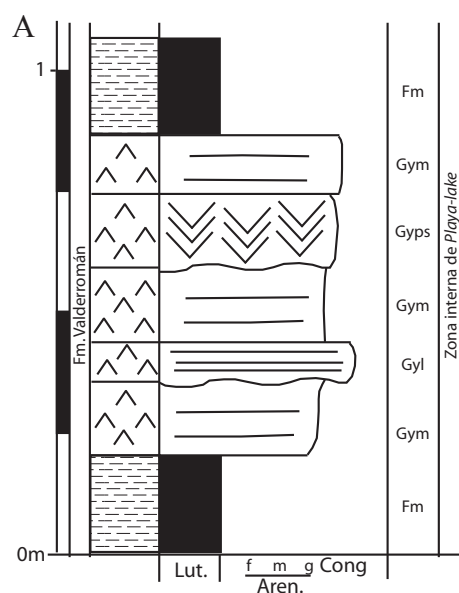


Fig.4.36. Asociación de facies característica de la zona interna de un *playa-lake*. A) Columna tipo de esta asociación; B) Detalle de los yesos laminares en el monte Collado y C) Detalle de las estructuras de yeso selenítico en el afloramiento del monte Valperroches.

3.2.1.3. Elementos arquitecturales en los abanicos aluviales

Se han diferenciado los elementos arquitecturales siguiendo las directrices marcadas por Miall (1996), adaptando su clasificación a los depósitos de la Fm. Riofresnos, que permite hacer este tipo de análisis. Se han incorporado además otros elementos arquitecturales que no estaban en su clasificación, pero que aparecen en esta unidad, como charcas, llanura lutítica y *playa-lake*.

A) Depósitos de gravedad (*debris flow*) (SG)

Este elemento está compuesto por conglomerados matrizsoportados (Gms) de cantos angulosos y subangulosos de cuarcita, cuarzo y escasos fragmentos de rocas metamórficas como el gneis (Fig.4.37.). Los cantos presentan un tamaño entre 2 y 4 cm. La matriz es arenosa de grano medio. La geometría del cuerpo es tabular o irregular. El espesor del depósito es de 1,5 m y su extensión lateral se limita a unos 10 m. (Fig. 4.37.). Presenta una zonas con mayor proporción de matriz que de cantos, respondiendo a cambios en las propiedades del flujo (densidad, viscosidad, etc).

Este depósito se interpreta como sedimentos de flujo por gravedad o *debris flow*, generado a partir de corrientes densas y de alta viscosidad (Nemec y Muszynski, 1982; Blair y MacPherson, 1992). Estos sedimentos se mueven en una distancia relativamente cortas ya que los materiales muestran signos de no sufrir mucho transporte. Estos depósitos solo se encuentran en la base del afloramiento de Honrubia en el Mb. Honrubia.

B) Elementos arquitecturales de canales simples (CH)

Este elemento se compone fundamentalmente de areniscas de grano medio a fino (Fig. 4.37.), con estratificación cruzada de surco (St), estratificación cruda planar (Sp) y laminación paralela (Sh) y *ripples* (Sr) a techo. Los *sets* no suelen superar los 25 cm (Fig.4.37.). Ocasionalmente esta asociación se asocia a superficies erosivas con cantos de cuarcita y cantos blandos (Se). Se puede encontrar laminación por “*ripples*” (Sr) y lutitas masivas (Fm). La geometría de los cuerpos es lenticular, con base cóncava y a techo plano, o tabulares. El espesor de los cuerpos no sobrepasa 1,0 m y tienen una extensión lateral entre 1 y 10 m (Fig. 4.37.). Para esta asociación se ha medido una dirección principal de paleocorriente hacia el NEE, N80°E y una secundaria hacia el NE, N60°E.

Este elemento describe canales que presentan un relleno simple y no se descomponen en otros rellenos más complejos. Suelen asociarse con el depósito de canales (Fig. 4.37.) someros (Miall, 1985) en momentos de cambio del tipo de transporte flujo (Harms *et al.*, 1982; Miall, 1996; Miall y Jones, 2003). Pueden presentar además importantes variaciones en el régimen de flujo (Ghosh *et al.*, 2006). Se encuentra, sobre todo, a base de la unidad en el Sector Central y en Pradales en el Sector Noroccidental, en la Serie Basal y en lugares dispersos del Mb. Honrubia.

C) Elementos arquitecturales de relleno de canales complejos (WCH)

C1) Barras y formas de gravas (GB)

Este elemento se compone de conglomerados clastosoportados, con escasa matriz arenosa (Fig. 4.37.). Los cantos son subredondeados a subangulosos, con un centil de 10

cm y un tamaño medio de 2 a 7 cm. Las facies que lo componen son: Conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt); conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp); conglomerados masivos o con estratificación horizontal grosera (Gm) y conglomerados con estratificación paralela (Gh). Ocasionalmente, presenta niveles de areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) con geometría tabular y ocasionalmente de surco (St). La geometría principal de los conglomerados es tabular, con base y techo planos, aunque se pueden encontrar formas lenticulares con base irregular y techo plano, sobre todo en las facies con estratificación cruzada de surco. El espesor de los cuerpos varía entre los 0,6 y los 3 m. Su extensión lateral es variable entre los 10 y los 90 m (Fig. 4.37.). Las paleocorrientes tienen una dispersión de 90°. Se distinguen dos paleocorrientes principales en la Serie Basal, al NEE, una N80°E y otra N60°E. El Mb. Honrubia presenta paleocorrientes de este elemento con una dispersión de 90°. La dirección principal es al NE, N45°E.

Este elemento se interpreta como depósitos de barras y canales de conglomerados (Fig.4.38. y Fig.4.39.). Las facies de conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt) forman parte de los canales mayores, a base del elemento. También forman parte de canales menores adyacentes a barras si erosionan a las facies conglomerados masivos o con estratificación horizontal grosera (Gm) o conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp); (Ramos y Sopena, 1983; Miall, 1985). Las facies Gm y Gp representan las barras longitudinales y transversas, respectivamente. Los conglomerados con estratificación paralela (Gh) se interpreta como el depósito de cantos en barras y en lóbulos terminales, durante los picos de descarga (Miall, 1996). Las areniscas (Sp) representan etapas de menor energía en el crecimiento

En ocasiones aparecen formas mixtas de arenas y conglomerados (GSp). La parte inferior de la forma está compuesta por un *lag* de cantos (Se) o por conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp), mientras que por encima aparecen areniscas con estratificación cruzada planar. Se interpreta como la migración de dunas en las que el transporte a techo de las mismas se encuentra en condiciones críticas de flujo (Fig. 4.37.). Los clastos de gravas ruedan sobre una superficie lisa y se acumulan a base de las dunas. Este proceso se denomina *gravel-overpassing* (Allen, 1983c). Estas formas se ha observado a base de la Serie Basal en la sección de Riofresnos. En el Mb. Honrubia, se observan en la zona más occidental (sección de Aldenuéva B), del Sector Noroccidental y en Cuevas de Ayllón, en el Sector Central.

C2) Formas de arenas (SB)

Este elemento está compuesto por areniscas de grano de grueso a fino. Las estructuras principales son estratificación cruzada planar (Sp), con *sets* de hasta 80 cm; estratificación cruzada de surco (St) en *sets* de hasta 25 cm, estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y laminación paralela (Sh). Sobre las facies anteriores pueden aparecer facies de *ripples* (Sr) (Fig. 4.37.). Su espesor de la forma varía entre 10 cm a 2,5 m y su extensión lateral de menos de 70 m. Presenta superficies de reactivación, en muchas ocasiones con *lag* de cantos (Se), costras ferruginosas y grietas de desecación. Intercaladas con las areniscas puede presentar lutitas masivas o finamente laminadas (Fm y Fr). La geometría puede ser tanto tabular (Fig. 4.37.) o lenticular, con base cóncava y/o irregular y techo plano. Las paleocorrientes principales para la Serie Basal son N75°E y N40°E. La dispersión es de hasta 180°. Para el Mb. Honrubia, las principales direcciones de paleocorriente son hacia el NE, N35°E y N45°E. La dispersión es

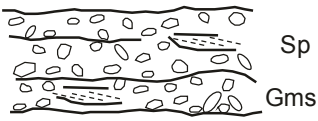


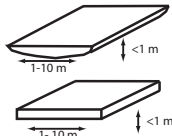
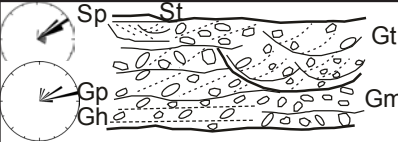
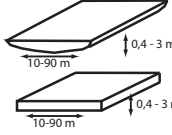
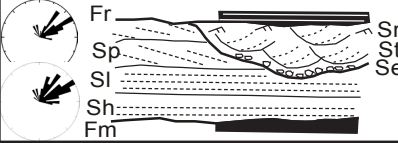
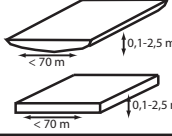

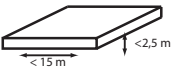

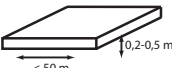
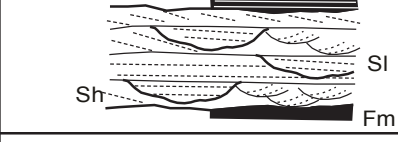
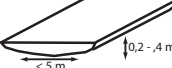

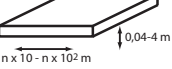
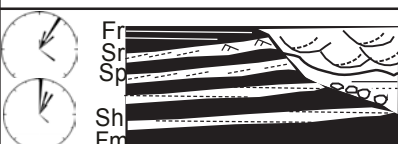

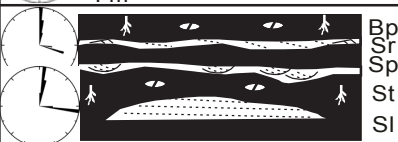
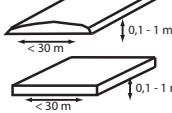


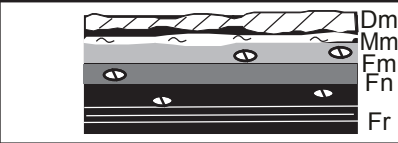
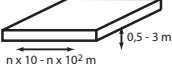
ELEMENTOS ARQUITECTURALES		Cod.	LITOFACIES	CARACTERÍSTICAS	GEOMETRÍA
DEBRIS FLOW		SG	 Sp Gms	Conglomerados matrizsoportados, de cantos angulosos de cuarzo y cuarcita. La matriz es arenosa de grano medio.	
CANALES SIMPLES		CH	 Sr St Sp Sh Fm Se	Canales de relleno simple compuestos por areniscas de grano medio y fino. Tendencia granodecreciente.	
CANALES COMPLEJOS (WCH)	BARRAS Y FORMAS DE GRAVAS	GB	 Sp St Gt Gp Gh Gm	Elemento de relleno de canales complejos, compuestos por conglomerados clastosoportados. Las barras son longitudinales y transversales.	
	BARRAS Y FORMAS DE ARENAS	SB	 Fr Sp Sl Sh Fm	Elemento de relleno de canales complejos, compuesto por areniscas de grano grueso a fino. Barras longitudinales y transversales. Tendencia granodecreciente.	
	ACRECIÓN LATERAL	LA	 Fm Sr St Sep Se Sp Fr	Relleno de canal compuesto por areniscas de grano medio a fino y lutitas. La estructura principal es estratificación inclinada. Tendencia granodecreciente.	
	MANTOS DE ARROYADA	LS	 Sr Sl Sh Fm	Relleno de canal compuesto por areniscas de grano medio y fino. Las estructuras de alta energía a base y de menos energía a techo.	
	RELLENO DE OQUEDADES (HOLLOW)	HO	 Sl Sh Fm	Relleno de canal compuesto por areniscas de grano medio y fino. Forma de cuchara con mayor pendiente que el canal.	
DEPÓSITOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN (FE)	LLANURA DE INUNDACIÓN CON O SIN PALEOSUELOS	FFP	 Drhizo Fdef Bp Fr Fm	Lutitas, masivas o ligeramente laminadas. Pueden contener paleosuelos, nódulos carbonáticos y evaporíticos, pseudomorfos de sales y grietas de retracción.	
	LEEVE	LV	 Fr Sr Sp Sh Fm	Alternancia de areniscas de grano fino y lutitas, con cierta inclinación. Tendencia granocreciente.	
	CREVASSE-SPLAY	LS	 Bp Sr Sp St Sl	Areniscas de grano fino a medio y lutitas. Las areniscas muestran estructuras de flujos fuertes. Cantos blandos dispersos. Tendencia granodecreciente.	
DEPÓSITOS LACUSTRES		LC	 Bp Dm Mm Fm	Carbonatos ocre y lutitas rojas. Procesos edáficos y grietas de retracción.	
LLANURA LUTÍTICA Y/O PLAYA-LAKE MARGINAL		LL PL	 Dm Mm Fm Fn Fr	Lutitas masivas o ligeramente laminadas, con abundantes nódulos carbonáticos y evaporíticos. Niveles dolomíticos ocre a techo de las asociaciones.	

Fig.4.37. Elementos arquitecturales de los sistemas continentales fluviales y de abanicos aluviales de la Fm. Riofresnos.

de unos 140°.

El elemento se interpreta como la generación de diferentes formas de fondo de arenas. Las facies de areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) representan la migración de formas transversas (Fig.4.38.) en sistemas fluviales (Miall, 1985, 1996). Las facies de areniscas (Fig.4.40.) con estratificación cruzada de surco (St) se generan por migración de formas sinuosas en el relleno de canales laterales a las barras (Ashley, 1990). Las facies de estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl) y de laminación paralela (Sh) se producen en momentos de alta energía y suelen producirse en fondos planos (Allen, 1984). Las facies de areniscas con *ripples* (Sr) a techo de las anteriores se producen cuando el régimen de flujo es más bajo. El elemento suele seguir una secuencia desde las facies Sh, las Sl, las St a las Sp. Este orden se debe a una disminución en la velocidad del flujo en las distintas etapas del relleno del canal (Bridge *et al.*, 2000). La mayor velocidad se produce con el depósito de la facies de laminación paralela y la velocidad va decreciendo con las siguientes facies (Fig.4.39). Es el elemento más común en toda la Fm. Riofresnos (Figs.4.41. y 4.42.).

C3) Depósitos de acreción lateral (LA)

Este elemento se compone de areniscas de grano medio a fino y lutitas. La facies más representativa es la estratificación de tipo *épsilon* (Sep). Internamente puede aparecer estratificación cruzada planar (Sp), *ripples* (Sr) y estratificación cruzada de surco (St) (Fig. 4.37.). Puede presentar base erosiva (Se) y, ocasionalmente, *ripples* (Sr) y lutitas masivas (Fm) o finamente laminadas (Fr). La geometría de los niveles es tabular, compuesta por un conjunto de estructuras *épsilon* de geometría sigmoidal (Fig. 4.37.). El espesor del cuerpo puede llegar a los 2,5 m y su extensión lateral puede llegar a los 15 m (Fig.4.40.). Las paleocorrientes en la Serie Basal presentan una importante dispersión, desde N350°E a N100°E. Las paleocorrientes principales se localizan al NEE, al N75°E. En el Mb. Honrubia, las paleocorrientes de este elemento presentan una importante amplitud, desde N350°E a N100°E. La paleocorriente principal se localiza al NEE, al N75°E.

Se interpreta como el desarrollo de canales mayores y barras retocados por *ripples* (Miall y Jones, 2003), que se generan en sistemas fluviales de moderada a alta sinuosidad (Fig.3.39.). Suele presentar una tendencia granodecreciente. En la Serie Basal se observa a techo de las secciones de Liceras, Montejo y Torresuso, en el sector central. En el Mb. Honrubia se observa en el Sector Central, aunque es escaso

C4) Mantos de arroyada (LS)

El elemento se caracteriza por presentar niveles de areniscas, de grano medio y fino, con laminación paralela (Sh) o estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). De manera secundaria (Fig. 4.37.), también pueden encontrarse estructuras de estratificación cruzada planar (Sp), estratificación cruzada de surco (St) y *ripples* (Sr). Cada uno de estos niveles presenta un espesor entre 0,2 y 0,5 m. Su extensión lateral puede llegar a alcanzar varias decenas de metros, hasta los 50 m. Son cuerpos tabulares, de base y techo planos.

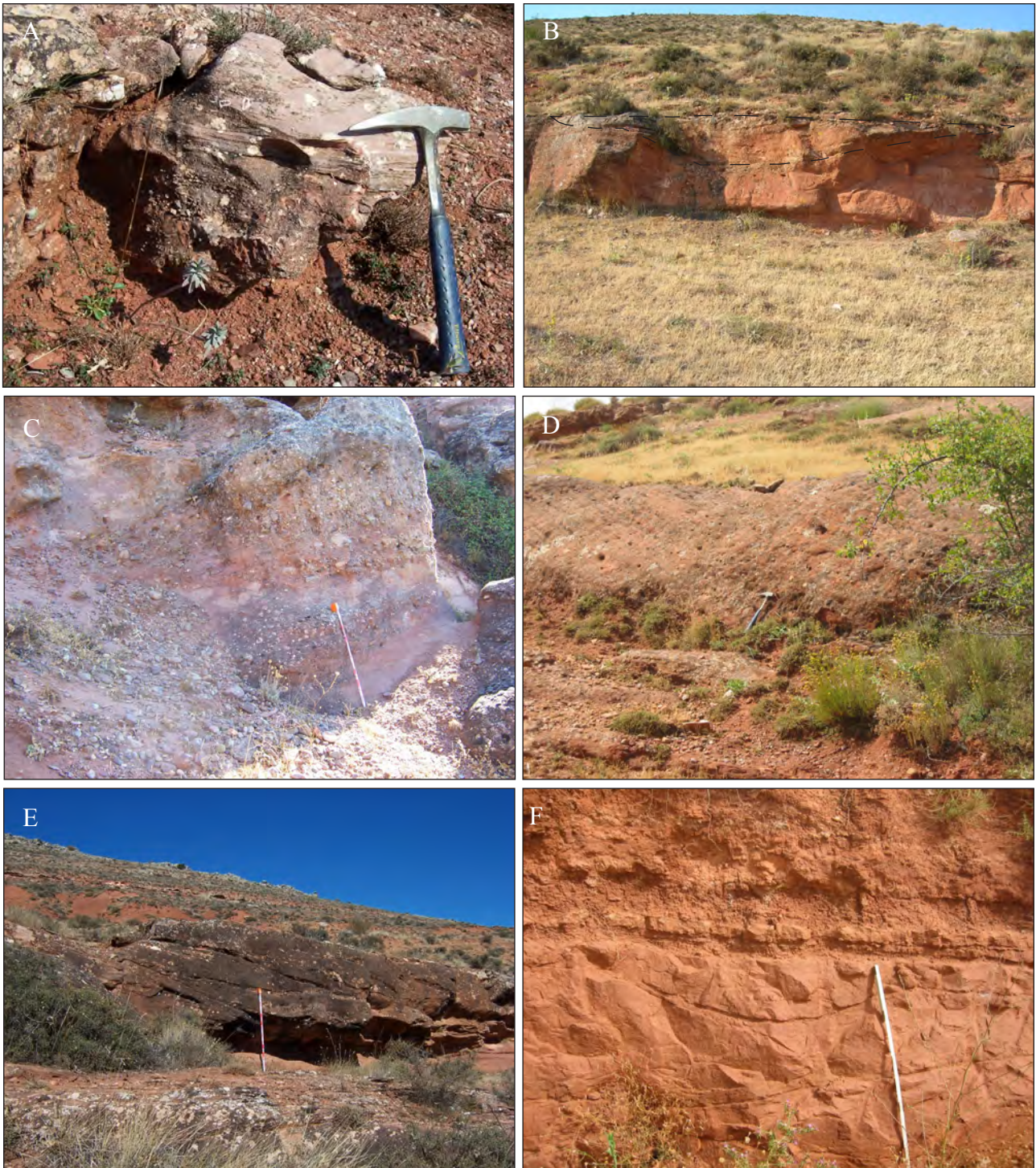


Fig. 4.38. Asociaciones de la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal. A) Detalle de las asociaciones de charcas; B) Canal (CH) tipo *ribbon* en la sección de Montejo de Tiernas; C) Vista de las barras de conglomerados de la sección de Aldeanueva; D) Barras de arenisca con estratificación cruzada planar en Montejo de Tiernas; E) Acreción lateral a techo de la unidad en Liceras; F) Detalle de la asociación de hollow (HO) en la sección de Montejo de Tiernas.

Se interpreta como el producto de las avenidas de régimen de flujo fuerte, bajo condiciones de fondos planos de alta energía (Miall, 1977; Sneh, 1983; Tunbridge 1984; Hampton y Horton, 2007). En general se produce una gradación entre las estructuras de mayor energía, areniscas con laminación paralela y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sh y Sl) y las facies de areniscas con estratificación cruzada de surco, planar y con *ripples* (St, Sp y Sr) que tapizan a las anteriores, indicando el decrecimiento de la energía (Hubert y Hyde, 1982; Wakelin-King y

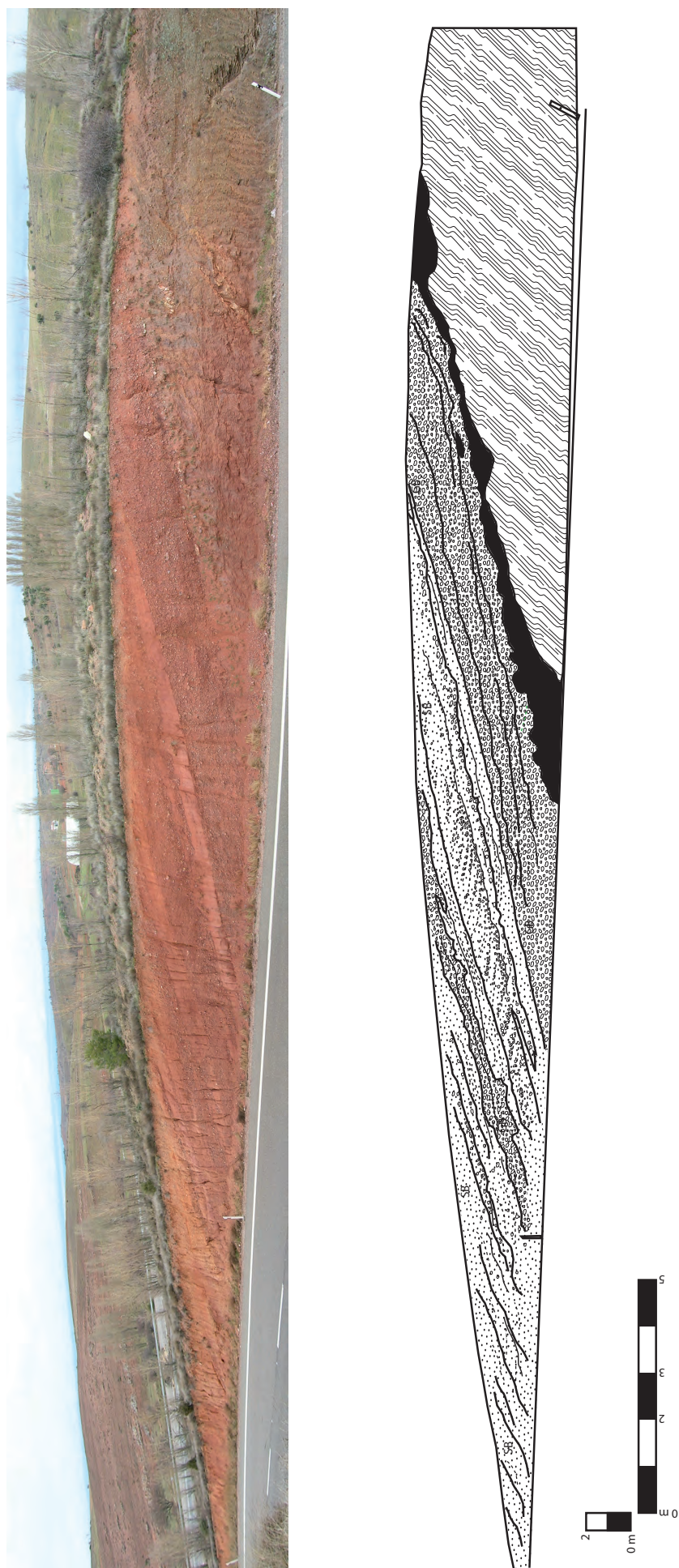


Fig.4.39. Base de la Serie Basal. Muestra asociaciones de gravas y arenas, que se pueden interpretar como barras y canales.

Webb, 2007). Este elemento es bastante frecuente en esta unidad (Figs. Figs. 4.42. y 4.43.). Este elemento se encuentra a lo largo de toda la Fm. Riofresnos.

C5) Depósitos de hoyas de erosión (*Hollow*) (HO)

Este elemento se caracteriza por presentar una forma de cuchara, con una pendiente más exagerada que la de un canal. Está compuesto por areniscas de grano medio y fino (Fig. 4.37.). El relleno típico es laminación paralela (Sh) o estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl), según la energía del flujo. Cuando el flujo es más rápido se produce la laminación paralela. La potencia de este depósito varía entre los 20 y los 40 cm. Su extensión lateral no supera los 5 m. La geometría es lenticular, con base cóncava y techo plano.

Las estructuras presentes en el interior de la forma (Sh y Sl) indican que el depósito tuvo lugar en una superficie inclinada, de más pendiente que el resto del canal, rellenándose por acreción lateral, vertical o por ambas (Cowan, 1991; Best *et al.*, 2006). Olsen (1989) interpreta estos depósitos como el resultado de la acción erosiva de vórtices en espiral durante los momentos de avenidas (Fig.4.38.). Cowan (1991) propone un proceso de generación de hoyas en distintas zonas del fondo del canal. Estas estructuras son estudiadas también por Miall y Jones, (2003) en la Fm. Hawkesbury en Australia, proponiendo el mismo proceso. Este elemento es escaso y solo se ha observado en el Mb. Honrubia.

D) Elementos arquitecturales de la llanura de inundación (FF)

D1) Depósitos de llanura de inundación con y sin paleosuelos (FFP)

Este elemento está constituido por lutitas, rojas, moradas, naranjas y grises (Fig. 4.37.), masivas (Fm) o ligeramente laminadas (Fr). Localmente pueden aparecer lutitas con nódulos de carbonato y de yeso. También son escasas las estructuras de deformación hidroplástica (Fdef), presentes sobre todo en el Sector Noroccidental y al W del Sector Central del Mb. Honrubia. Es frecuente encontrar el desarrollo de procesos edáficos (Bp). Destaca la presencia de facies de rizolitos carbonáticos rosas (Drhizo) en la sección de Honrubia, con un espesor total de 2,0 m. El desarrollo de paleosuelos es muy abundante aunque no suelen ser suelos muy desarrollados. Las estructuras más habituales en estos paleosuelos son mallas de raíces, nódulos y costras carbonáticas y decoloraciones en distintas tonalidades (gris, negro, rojo, morado). Al microscopio suelen mostrar microfábricas micríticas. Este elemento es muy abundante en la base de la unidad en el Sector Central y en la sección de Pradales en el Sector Noroccidental del Mb Honrubia. Los paleosuelos suelen estar en un estado de desarrollo muy incipiente. En la Serie Basal, las estructuras edáficas predominantes en el Sector Noroccidental predominan las mallas de raíces en la parte superior de la unidad, mientras que en el Sector Central predominan las decoloraciones grises en el techo de los niveles lutíticos. La geometría es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular (Fig. 4.37.). El espesor varía entre 2 cm hasta unos 4 m, Su extensión lateral es variable, aunque suele ser entre decenas y cientos de metros. Este elemento es muy abundante en todo el sistema continental.

Este elemento se interpreta como el depósito de la carga en suspensión por decantación y acreción en zonas de llanura de inundación y en las zonas de canales (Fig.4.40.) no activos (Miall y Jones, 2003). La presencia de estructuras hidroplásticas se debe a las diferencias de presión y al peso de los materiales arenosos al depositarse sobre los lutíticos. Son suelos que presentan un estado muy incipiente de desarrollo. La coloración roja de las lutitas que terminan en tonalidades grises podrían indicar paleosuelos moderadamente bien drenados (Kraus, 2002; Kraus y Hasiotis, 2006), mientras que los suelos morados y oscuros podrían estar pobremente drenados. Los rizolitos presentes en la zona de estudio están formados por carbonato micrítico y son típicos de zonas con una importante evaporación (Brady y Wail, 1999) y con suelos con moderado o pobre drenaje (Prochnow *et al.*, 2005; Prochnow *et al.*, 2006). Este elemento se observa en toda la Fm. Riofresnos.

D2) Depósitos de *levee* (LV)

Este elemento muestra una alternancia de areniscas y lutitas, con una tendencia granocreciente. Las litofacies principales que se observan en esta asociación son lutitas masivas (Fm) o con cierta laminación (Fr) y niveles de escasa potencia de areniscas de grano fino con estratificación cruzada planar (Sp), laminación paralela (Sh) y sobre todo, *ripples* (Sr) (Fig. 4.37.). Puede aparecer bioturbación. El espesor de los niveles varía de 15 cm a 1,3 m. La extensión lateral no suele superar los 15 m. La paleocorriente principal es hacia el N en toda la Fm Riofresnos.

Este elemento se interpreta como depósitos de *levee* (Brierley *et al.*, 1997). La alternancia de niveles arenosos y lutíticos (Fig.3.38.), con una clara tendencia granocreciente indica una alternancia en la energía del medio por eventos de inundación, con mayor energía durante el depósito de las areniscas y menor durante las lutitas. La presencia de cierta bioturbación es característica de estos ambientes (Brown y Kraus, 1987). La paleocorriente perpendicular u oblicua a la dirección principal de los canales también es muy representativo de este tipo de formas (Coleman, 1969). Aunque este elemento es difícil de observar se ha encontrado en toda la Fm. Riofresnos.

D3) Depósitos de *crevasse-splay* y mantos de arroyada (CS)

Este elemento está formado por areniscas, rojas y naranjas, de grano medio a fino y lutitas rojas. Las estructuras principales (Fig. 4.37.) son estratificación cruzada de surco (St), estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl) y estratificación cruzada planar (Sp). Sobre las facies anteriores suelen aparecer niveles de areniscas con *ripples* (Sr). Puede presentar algún canto blando disperso.

La geometría de los mantos de arroyada es tabular, de base y techo plano, mientras que los depósitos de *crevasse-splay* pueden ser tabulares o presentar base plana y techo convexo. La tendencia general de la sucesión es granodecreciente, más marcada en los depósitos de *crevasse-splay*. El espesor de los niveles arenosos varía entre 10 cm y 1,0 m y la extensión lateral lo supera los 30 m para los *crevasse-splay*, aunque puede llegar a los 70 m para los

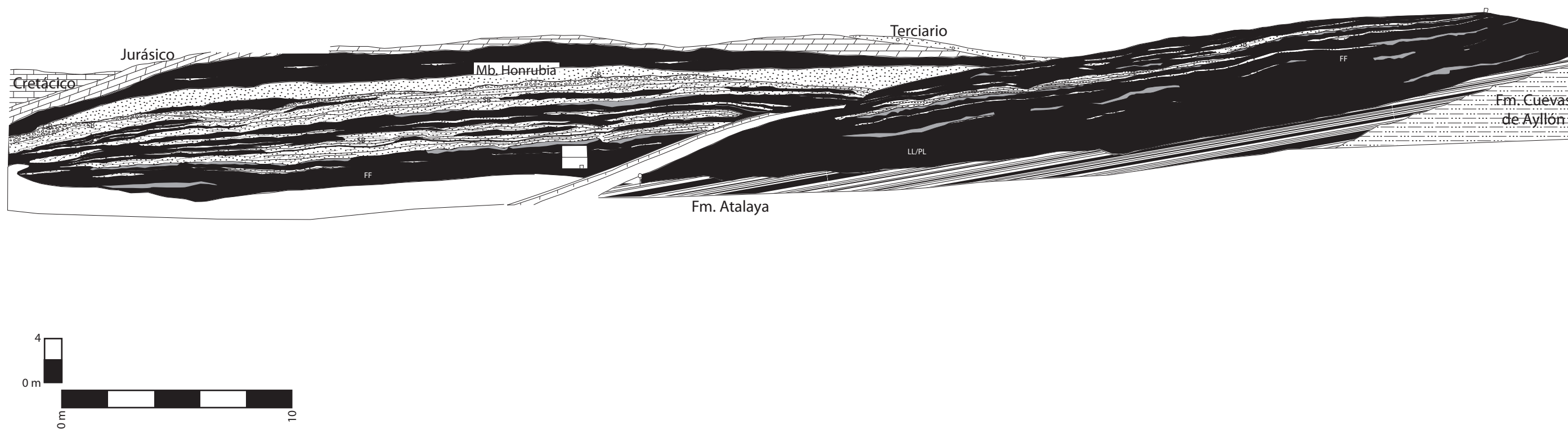


Fig.4.40. Serie Basal en Cuevas de Ayllón. Se observan los elementos más importantes de la unidad, como canales complejos y llanura de inundación.

mantos de arroyada (Fig. 4.37.). Destacan dos direcciones de paleocorrientes principales en la Serie Basal, una hacia el N, N5°E, y otra hacia el E, N95°E. En el Mb. Honrubia, las dos direcciones de paleocorrientes principales son una hacia el N, N10°E, y otra hacia el E, N100°E.

Este elemento se ha interpretado como depósitos de *crevasse-splay* y mantos de arroyada, resultado de la expansión y pérdida de fuerza del flujo fuera del canal (Jorgensen y Fielding, 1996; Hampton y Horton, 2007). Este tipo de depósitos es particularmente importante en el área que se estudia de este trabajo (Fig.4.40.), ya que son muy abundantes y están bien preservados, por lo tanto han debido de ser procesos muy activos (Smith *et al.*, 1989). Se encuentra a lo largo de toda la unidad de Riofresnos, tanto en el Sector Noroccidental como en el Sector Central.

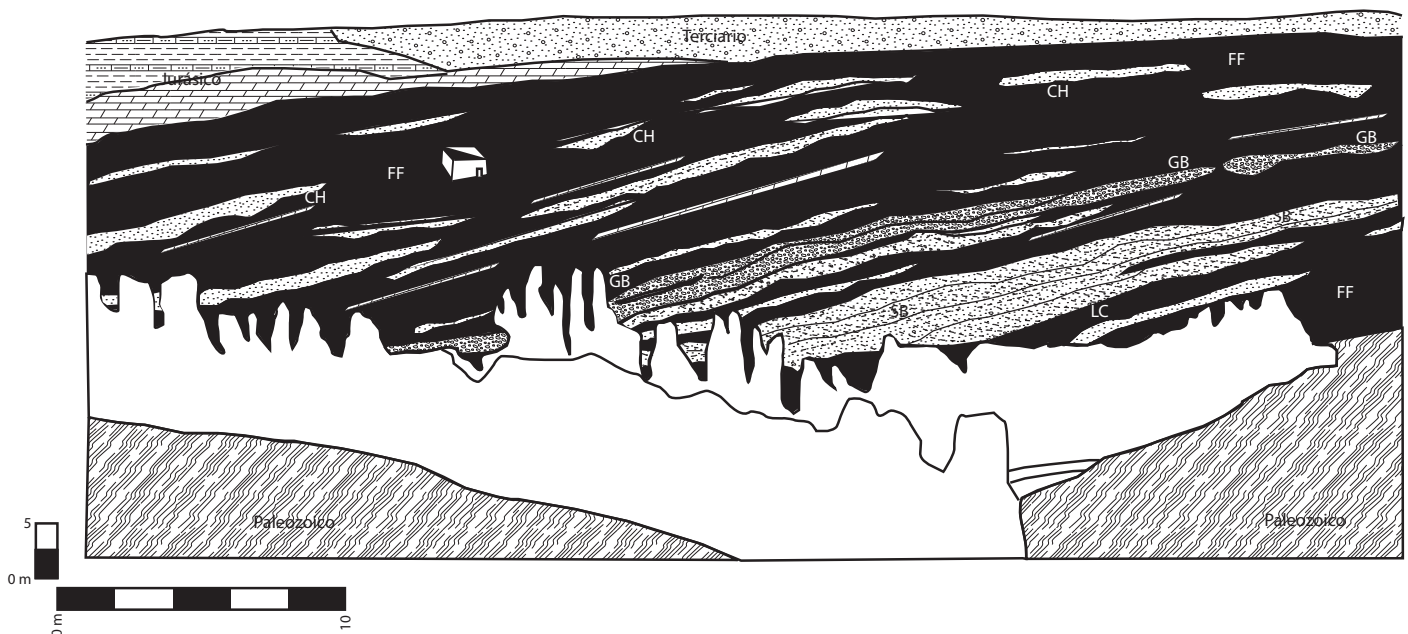


Fig.4.41. Miembro Honrubia en el afloramiento de Honrubia. Se observan las asociaciones más importantes de la unidad, como canales complejos, canales simples, pequeñas charcas y llanura de inundación.

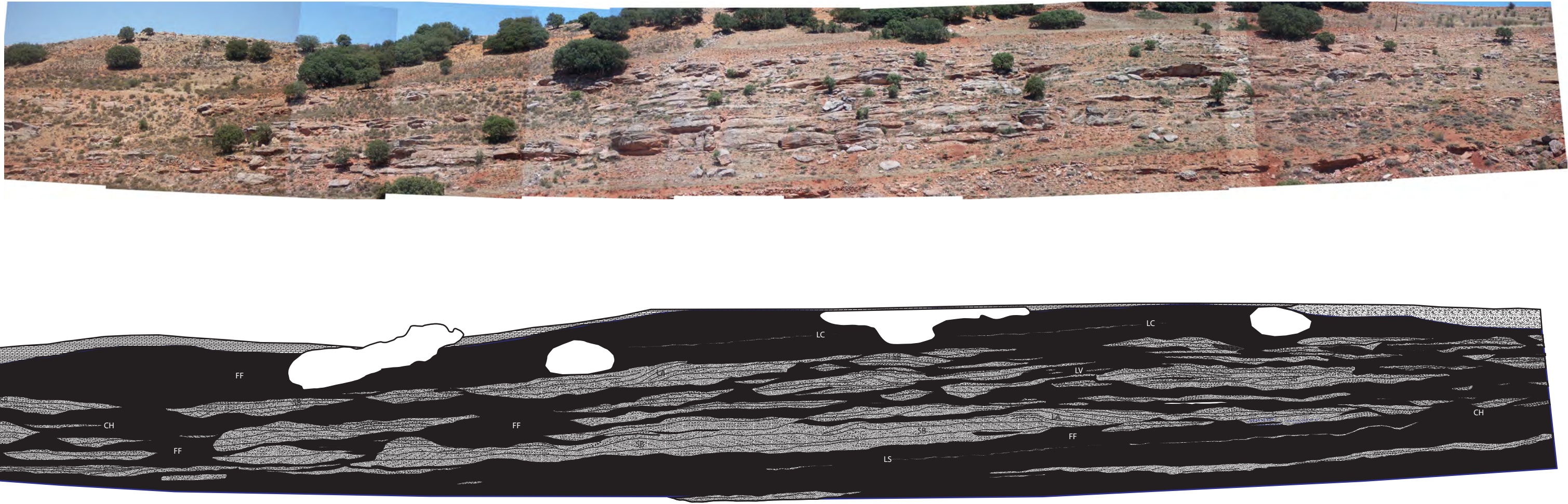


Fig.4.42. Panel del Miembro Honrubia en el afloramiento de Cuevas de Ayllón. En este afloramiento se pueden observar casi todos las asociaciones definidos para esta unidad, salvo HO.



Fig.4.43. Techo del Miembro Honrubia en la Nacional I y su contacto con los depósitos jurásicos. Se observan las asociaciones más importantes de la unidad, como canales simple y llanura de inundación con paleosuelos, etc.

E) Depósitos de charca (LC)

Este elemento está compuesto por carbonatos y lutitas con un espesor centimétrico a decimétrico. Las litofacies (Fig. 4.37.) que constituyen este elemento son dolomías rosas de carácter micrítico (Dm), lutitas masivas (Fm), lutitas laminadas (Fr) y margas grises masivas (Mm). De manera ocasional pueden apreciarse huellas de procesos edáficos (Bp) y grietas de desecación (Fig.4.38.).

El espesor de estos sedimentos no supera los 25 cm y su extensión lateral no suele superar los 15 m. La geometría es tabular, de base y techo plano, o ligeramente irregulares, adaptándose a los relieves preexistentes (Fig. 4.37.).

El depósito de estos sedimentos de charca se produce por encharcamiento del sedimento después de los momentos de avenidas (Hadlari *et al.*, 2006) o por el estancamiento de pequeñas láminas de agua a favor de zonas deprimidas preexistentes en la zona (Tanner, 2000; Keighley *et al.*, 2003). Arenas y Pardo (1999) y Keighley *et al.* (2003) han identificado este tipo de depósitos en sus zonas de estudio y las han interpretado como charcas en zonas áridas. Este elemento es escaso en la Serie Basal. Se localiza solo en el Sector Noroccidental de la zona de estudio, sobre todo en la base de la zona de Riofresnos. En el Mb. Honrubia, se localiza solo en el Sector Noroccidental de la zona de estudio, sobre todo en la sección de Honrubia y Riofresnos (Fig.4.41.).

4.3.4. Medios sedimentarios y paleogeografía del sistema continental

1.1.1.1. Estudio del paleorrelieve del sistema continental

En el Sector Noroccidental los materiales triásicos se apoyan directamente sobre el basamento paleozoico. Este basamento presenta un paleorrelieve que condiciona los depósitos de la Fm Riofresnos en este sector. Este paleorrelieve no solo produjo importantes cambios de espesor dentro de la unidad, sino que además condicionó el tipo de sedimentación que rellenó las diferentes zonas del paleorrelieve.

La Serie Basal rellenó gran parte del paleorrelieve a lo largo del Sector Noroccidental. La serie que se depositó en la zona que ahora ocupa la N-I, presenta los mayores espesores. La evolución del relleno, de base a techo, ha sido la siguiente: a base se observan canales de tipo *braided* de conglomerados de cierta profundidad. Según evoluciona la serie estos canales siguen siendo de tipo *braided* pero su composición es arenosa y están menos confinados. En la zona de Riofresnos algunas zonas del paleorrelieve se rellenaron con depósitos de charcas someras, representadas por los niveles centimétricos de dolomías rosas. En el flanco S del anticlinal de Honrubia la base de esta unidad en Pradales está representada por lutitas rojas con costras dolomíticas, formadas en llanuras de inundación y niveles arenosos, originados en canales de

tipo *sheets* de espesor decimétrico. En el resto del flanco S se observan canales de tipo *braided* arenosos de espesor métrico, que alternan con lutitas rojas de llanura de inundación. Según se va rellenando el paleorrelieve y no aparecen tantas irregularidades en el terreno, la sedimentación se va haciendo más homogénea en todo el Sector.

La reconstrucción de parte del paleorrelieve se ha llevado a cabo en la zona del actual flanco N del anticlinal de Honrubia, con dirección W-E. En la figura 4.29.a) se representa un mapa geológico de este flanco N. Entre el Paleozoico, que se presenta en forma de gneiss y diques de cuarzo, y el Triásico, se encuentra el paleorrelieve objeto de estudio, identificado por una línea roja en el gráfico. Como se observa la Serie Basal cubrió casi todo este paleorrelieve, mientras que el Mb. Honrubia, que se depositó sobre ella, solo se ve afectado por el paleorrelieve que todavía existía al NE del Sector Noroccidental, donde ahora se localiza el pueblo de Honrubia.

En la figura 4.29.b) se ha reconstruido el perfil de este paleorrelieve. Esta reconstrucción se ha basado en el estudio de los contornos estructurales del contacto entre el Paleozoico y el Triásico. Se observa un desnivel máximo de 70 m y un mínimo de 15 m, que se rellenaron, en su mayor parte, por sedimentos de abanicos fluviales de la Serie Basal. Se ha calculado una pendiente media para la zona partiendo del perfil reconstruido. El valor obtenido es de 2,01°. Esta pendiente es consecuente con el medio de abanicos fluviales que estamos describiendo según Blair y McPherson (1994), lo que reafirma las interpretaciones realizadas para este sector.

El Miembro Honrubia se depositó sobre la Serie Basal, en el Sector Central y en parte del Sector Noroccidental. Esta unidad solo se ve afectada por el paleorrelieve paleozoico al NE del Sector Noroccidental, donde ahora se localiza el pueblo de Honrubia.

Los principales cambios que se producen en la paleogeografía y sedimentación entre la Serie Basal y el Mb. Honrubia son que: 1) Desaparece el umbral de Honrubia y los materiales se depositan sin ningún tipo de barreras a lo largo de todo el Sector Noroccidental (Fig.4.46.). 2) La sedimentación presenta en general condiciones más proximales en el Mb. Honrubia que en la Serie Basal.

1.1.1.2. Estilos fluviales del sistema continental

El primer paso para estudiar la geomorfología y paleogeografía de los sistemas aluviales es el estudio de la red de drenaje identificando los estilos fluviales. Estos estilos fluviales están formados por varias de las asociaciones descritas en los apartados anteriores, caracterizando así los distintos subambientes sedimentarios. Se han diferenciado cuatro estilos fluviales que se desarrollan tanto en la vertical como en la horizontal (Fig.4.14.), a lo largo del sistema de abanicos aluviales:

- **Ríos *braided* someros de gravas**

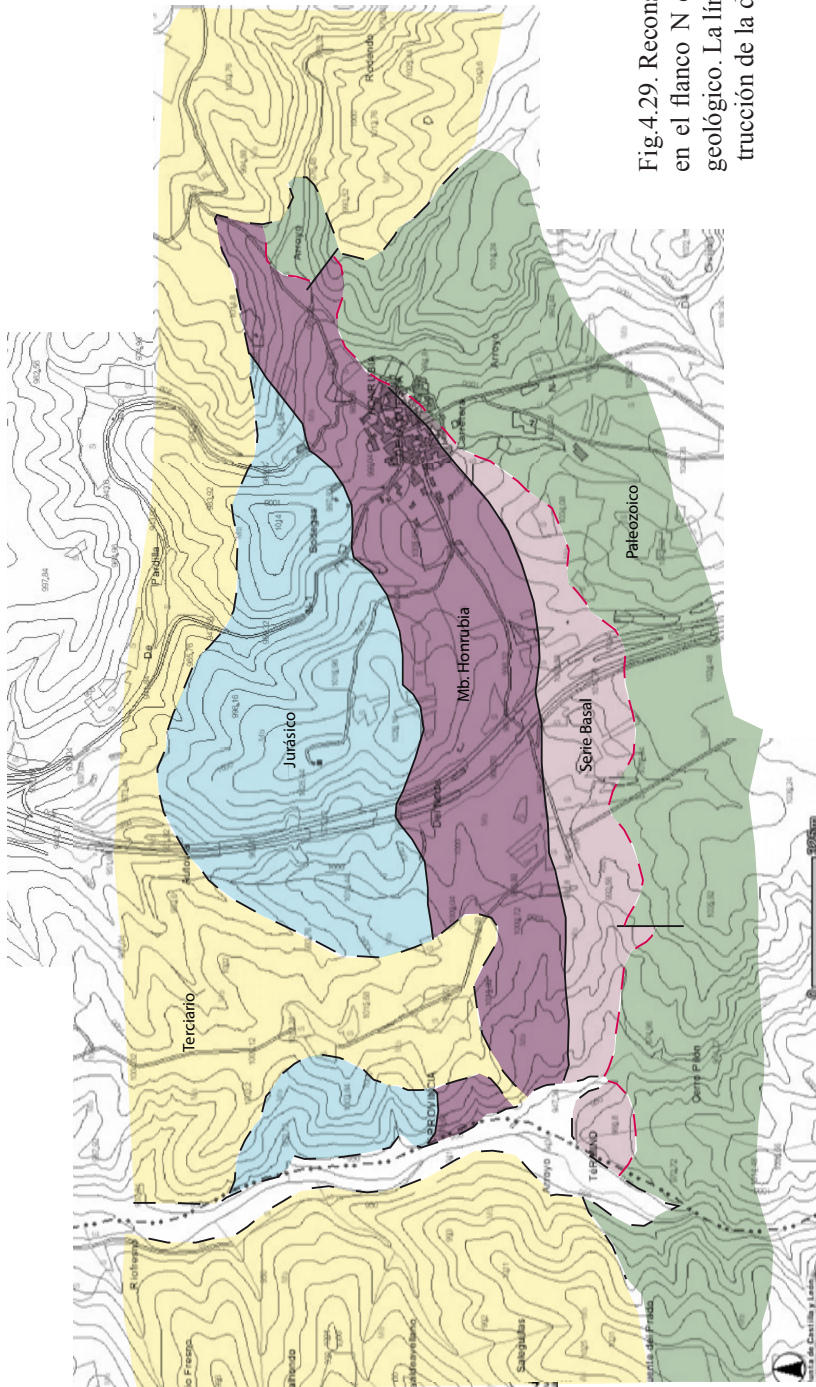
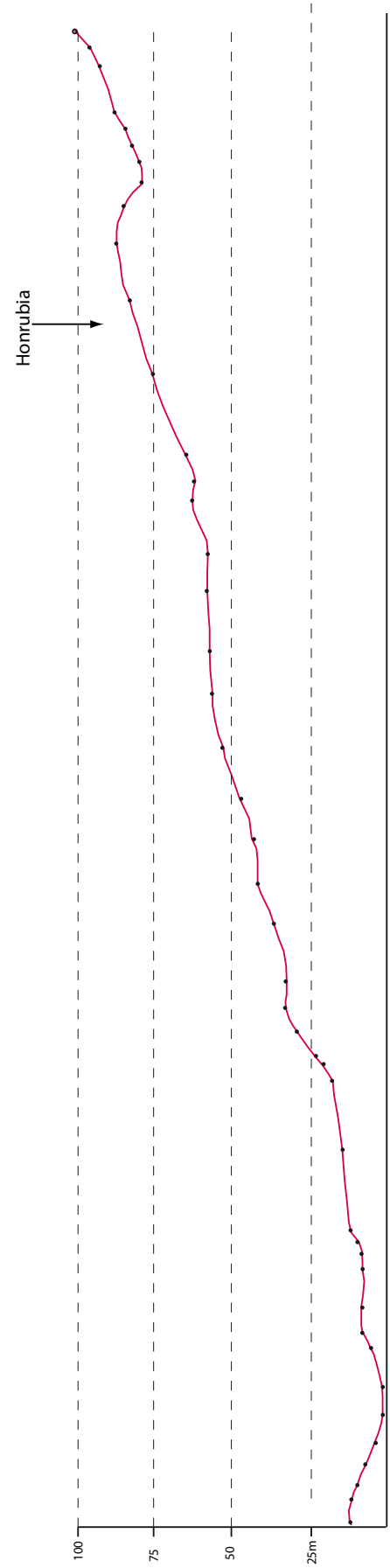


Fig.4.29. Reconstrucción del paleorrelieve paleozoico en el flanco N del anticlinal de Honrubia. A) Mapa geológico. La línea roja es el paleorrelieve; B) Reconstrucción de la diferencia de cota en el paleorrelieve.



ESTILOS FLUVIALES DE LA FM RIOFRESNOS

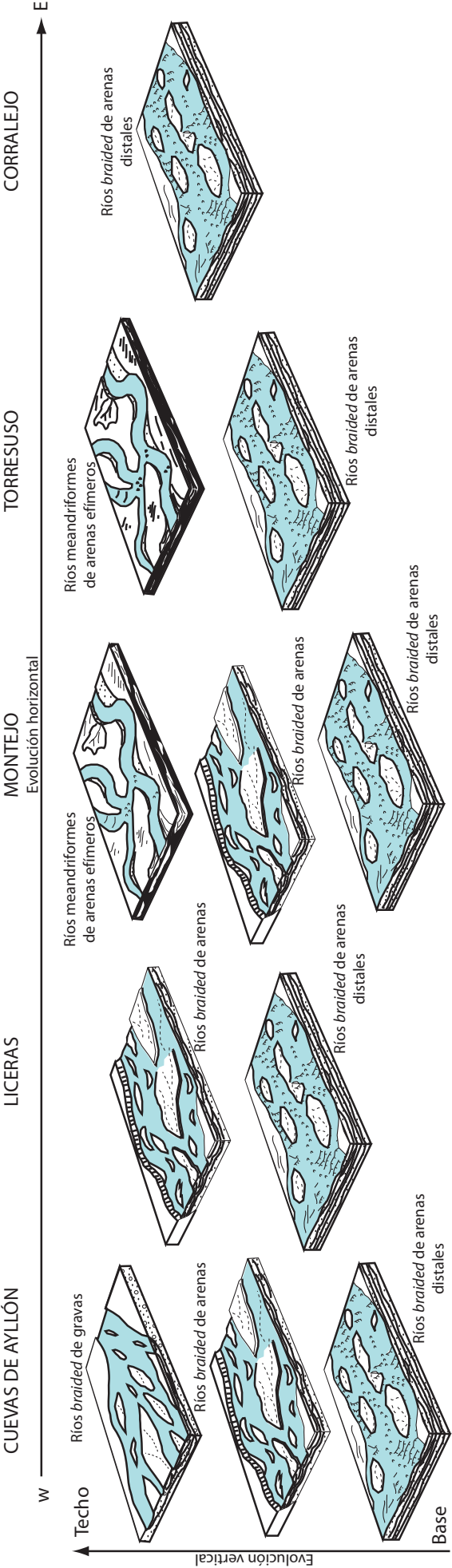
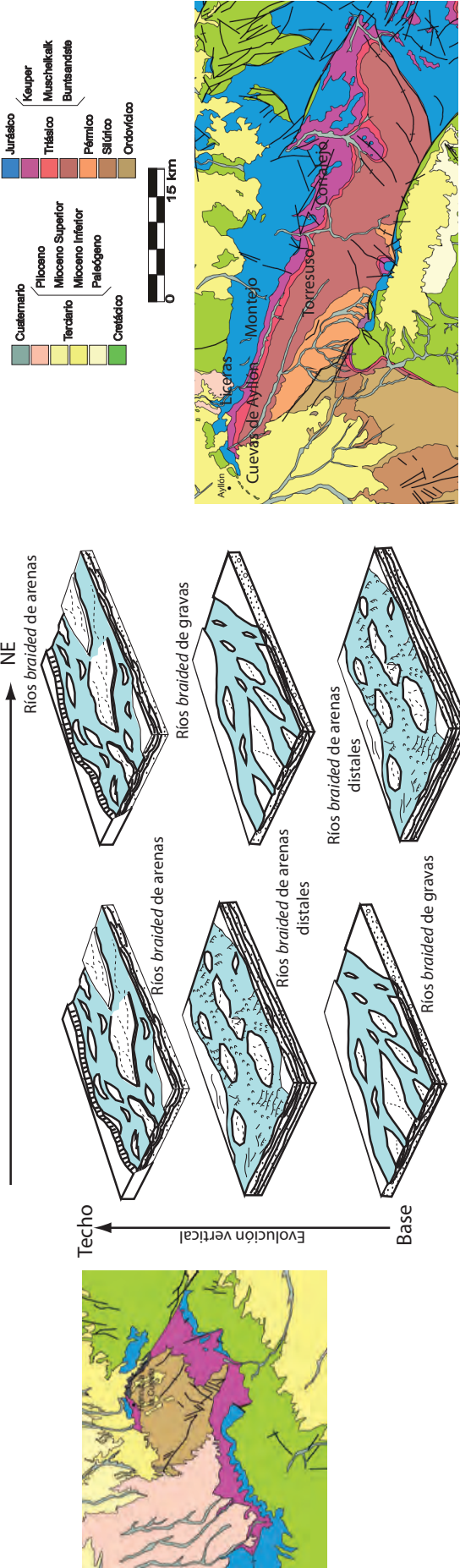


Fig. 4.44. Localización en la vertical y en la horizontal de los distintos estilos fluviales que se suceden en la Fm. Riofresnos.

Este estilo fluvial se ha reconocido en el flanco N del anticlinal de Honrubia en el Sector Noroccidental, a base de las secciones de Nacional I (Fig.4.44.) y Riofresnos, para la Serie Basal. También se ha identificado a techo de la Serie Basal, tanto en el flanco N del anticlinal de Honrubia en el Sector Noroccidental, como en la sección de Cuevas de Ayllón en el Sector Central (Fig.4.44.). Para el Mb. Honrubia se ha identificado en la parte central de la unidad en el flanco N del anticlinal de Honrubia en el Sector Noroccidental (Fig.4.44.) y a techo de Cuevas de Ayllón en el Sector Central (Fig.4.41.), para el Mb. Honrubia.

El estilo fluvial consiste en canales de baja sinuosidad y barras, formados en su mayoría por niveles de gravas. La profundidad de estos canales no superó 1,5 m, para la Serie Basal y los 1,8 m para el Mb. Honrubia. Normalmente no se observan los canales completos a escala de afloramiento, aunque parecen presentar una geometría tabular, de base plana y techo irregular. La extensión lateral es de varias decenas de metros. La asociación predominante es la de barras superpuestas y formas de gravas (GB). Suele presentarse en cuerpos tabulares con bases y superficies internas erosivas. Las facies predominantes son estratificación cruzada de surco (Gt), estratificación cruzada planar (Gp) y laminación paralela (Gh). Se interpretan como depósitos generados por la superposición de barras longitudinales de conglomerados y los canales asociados a las mismas. Este tipo de canales podrían formar parte de abanicos de gran extensión (Boothroyd y Nummedal, 1978) o desarrollarse en llanuras aluviales extensas (Rust, 1978). Además también se observan canales complejos de baja sinuosidad. Cuando estos canales son abandonados o en régimen de flujo bajo, se observan niveles de areniscas, tanto tabulares como en lentejones. Estas areniscas forman parte de la asociación de formas de arenas (SB), cuyas facies principales son estratificación cruzada planar (Sp), estratificación cruzada de surco (St) y laminación paralela (Sh). Estas cuñas y canales de arena se depositarían en momentos de menor energía, indicando fluctuaciones en el caudal. Tapizando tanto las formas de gravas como las de arenas, en el Mb. Honrubia, pueden aparecer *ripples* (Sr). Se han observado canales simples de arenas (CH). Localmente y de manera minoritaria se pueden observar algunos niveles de llanura de inundación (FF) que podría indicar una tasa de migración de canales relativamente baja, que permite el desarrollo de esta llanura de inundación, formados por lutitas masivas (Fm).

Un bloque diagrama de este estilo puede verse en la Figura 4.44. Este estilo fluvial presenta importantes semejanzas con el modelo nº1 de Miall (1985), “Ríos *braided* de gravas, someros”. Este autor apunta a la posibilidad de que este estilo fluvial se deposite en tributarios de abanicos aluviales y fluviales, en ambientes tropicales áridos (Dawson y Bryant, 1987).

- **Ríos *braided* de arenas**

Este estilo fluvial se desarrolla en la parte inferior de la Serie Basal en el Sector Central (Fig.4.39.) y en el Sector Noroccidental (Fig.4.44.) y en la parte inferior y media del Miembro Honrubia, tanto en el Sector Central (Fig.4.44.) como en el Sector Noroccidental (Fig.4.44.). Es el estilo fluvial más representativo del Mb. Honrubia.

La principal asociación de este estilo fluvial son las formas de arena (SB), formando canales complejos, barras, zonas altas de barras y canales simples (CH). Los elementos que

forman parte del cinturón de canales suelen presentar geometría lenticular, aunque a escala de afloramiento es tabular. Dentro de estos depósitos, el elemento más frecuente son los canales complejos. Suelen iniciarse con una base erosiva, frecuentemente con *lag* de cantos. Normalmente este relleno está compuesto por estratificación cruzada planar (Sp), que pasa en la vertical a estratificación cruzada de surco (St), sobre todo a techo de la unidad. El espesor observable varía desde 1,5 a 3 m y la extensión lateral es siempre mayor de 25 m para la Serie Basal. Para el Mb. Honrubia, pueden llegar a tener un espesor de 2,5 m. El espesor observable varía desde 0,1 a 2,5 m y la extensión lateral no supera los 70 m. El canal estaría compuesto por dunas de cresta recta y, en menor proporción, sinuosa que migrarían por el fondo. Localmente pueden aparecer facies que indican mayor velocidad del flujo, como laminación paralela (Sh) y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl). También existen barras transversas o lingüoides. En estas barras pueden presentar superficies de reactivación. Se observan también modificaciones generadas por formas menores en el techo de la barra, siendo comunes los *ripples* (Sr). Según se produce el relleno del canal se observa una disminución en el tamaño de las formas y del grano. De manera minoritaria, aparecen canales simples, de geometría lenticular, que no superan los 40 cm. de espesor para la Serie Basal y 1,0 m para el Mb. Honrubia. A techo suelen presentar procesos edáficos. De manera ocasional se han diferenciado oquedades (HO) conservadas a base de los canales en el Mb. Honrubia.

También se observan abundantes depósitos de llanura de inundación (FFP), con depósitos de *crevasse-splay* y *sheetflood* (LS). Son tabulares, con base erosiva. En la Serie Basal su espesor varía entre 10 y 70 cm y su extensión lateral no supera los 20 m. En el Mb. Honrubia, su espesor no supera 1 m y su extensión lateral entre 30 y 70 m. Se generaron por rotura de las orillas de los canales, produciéndose un flujo sobre la llanura de inundación, que deposita arenas. La laminación paralela es frecuente, debido a la alta velocidad de la corriente. Suelen generar secuencias granodecrecientes.

A base en el Sector Noroccidental se desarrollan pequeñas charcas someras (LC) compuestas por fangos dolomíticos. Son niveles de dolomías rosas, con un espesor menor de 1 m y una extensión lateral de hasta 15 m. Abundantes cantos de dolomía, procedentes de estas charcas, pueden encontrarse incorporados en los canales que se depositaron posteriormente a las charcas. Esto se debe al arrastre por el flujo de los niveles dolomíticos.

Este estilo se ha comparado con el modelo nº9 de Miall (1985), “Ríos *braided* de arenas, perennes someros”, para la Serie Basal. Miall (1996) explica que este estilo fluvial se caracteriza por dunas tridimensionales de techo plano, cuando están activas durante los estadios de nivel alto. Además en los canales más profundos pueden formarse pequeñas dunas tridimensionales con estratificación cruzada de surco. En algunas zonas del Mb. Honrubia este estilo se ha comparado con el modelo nº10 Miall (1985), “Ríos *braided* de arenas, perennes, profundos”. En este estilo fluvial Miall (1996) explica que están formados por macroformas con acreciones internas, de variada complejidad. Las secuencias suelen ser granodecrecientes y terminar en depósitos lutíticos o carbonáticos.

- **Ríos *braided* distales de arenas**

Este estilo fluvial se desarrolla en la parte superior de la Serie Basal en una gran parte del Sector Central y en el Sector Noroccidental (Fig.4.44.) y en la parte media y superior del Miembro Honrubia en todo el Sector Central y en parte del Sector Noroccidental (Figs.4.44. y 4.42.).

Se caracteriza por la alternancia de asociaciones de llanura de inundación (FFP) y de formas y barras de areniscas (SB). Las asociaciones que aparecen combinadas en los depósitos originados por este medio sedimentario corresponden a canales distales y llanura de inundación de lutítica con depósitos de derrame, etc. La asociación predominante son los canales aunque el porcentaje de llanura de inundación es muy importante. Según evoluciona el sistema en la vertical y hacia el E, tienden a disminuir los canales y a ser dominante la llanura de inundación. Pueden observarse paleosuelos, en general, poco desarrollados.

La combinación de las asociaciones dentro de la llanura de inundación, forma secuencias granocrecientes que comienzan con el depósito de las lutitas en niveles de varios metros, con intercalaciones de niveles de areniscas, generados por mantos de arrollada y *crevasse-splay* (LS). Estos niveles presentan un espesor entre 10 y 70 cm y tiene una geometría tabular o lobulada. También es frecuente la presencia de canales simples (CH), de hasta 60 cm, con geometría lenticular cm y su extensión lateral es de hasta 6 m. Estos cuerpos se corresponderían con canales que discurrían por las zonas distales de los abanicos fluviales. De manera minoritaria se observan depósitos de *levees* (LV), asociados a estos canales. También se observan mantos de arrollada, caracterizados por la presencia de laminación paralela (Sh), en el MB. Honrubia. Presentan geometría tabular y su espesor no supera 0,5 m.

Los cuerpos canalizados complejos presentan geometría canalizada y tendencia granodecreciente. La estructura dominante es la laminación paralela (Sh), aunque también aparece estratificación cruzada planar (Sp), de surco (Sp) y, en el Mb. Honrubia, laminación paralela de bajo ángulo (Sl). Tapizando estructuras mayores o por disminución de la velocidad de la corriente se observa laminación de *ripples* (Sr) y *ripples* de interferencia. Por la relación anchura/profundidad estos cuerpos se pueden considerar *sheets*. Estos canales complejos no superan 1,5 m de espesor. Estos niveles se corresponderían con canales que discurrían por las zonas distales de los abanicos fluviales.

La bioturbación, grietas de desecación y la existencia de nódulos de óxidos de hierro, en la llanura de inundación, indican la existencia de exposición subaérea durante importantes períodos de tiempo, que pueden representar etapas de menor pluviosidad y mayor aridez.

En las partes más distales se genera una llanura lutítica continental (LL/PL) donde se desarrolla el depósito de sales en costras y niveles dolomíticos en charcas de escasa potencia. En estas zonas son comunes los procesos de evaporación y exposición.

Este estilo se ha comparado con el modelo nº11 Miall (1985), “Ríos de arenas, *sheetflood*,

distales”. Este modelo es característico de llanuras *braided* distales en regiones áridas. Según Kelly y Olsen (1993) los abanicos distales están formados en su totalidad o en parte por este estilo fluvial.

- Ríos meandriiformes efímeros de arenas

Este estilo fluvial se ha observado a techo de la Serie Basal, en la parte media del Sector Central (Fig.4.44.) y en lugares muy específicos a lo largo del Mb. Honrubia, como en las secciones de Cuevas de Ayllón (Fig.4.41.) y de Liceras, en el Sector Central (Fig.4.44.).

Este estilo fluvial está constituido principalmente por depósitos del cinturón de canal y en menor medida, depósitos de llanura de inundación. La asociación característica es barras con acreción lateral (LA), con estructura Epsilon (Sep). Junto a esta asociación también son comunes los canales mayores, en que además se acreción lateral se pueden observar barras longitudinales con laminación paralela (Sh) y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl). Minoritariamente presenta estratificación cruzada planar (Sp). La geometría de los canales es tabular, de base y techo plano. Todas estas estructuras forman parte de canales complejos, con geometría tabular. Su espesor no supera los 2,5 m y su extensión lateral máxima es de 15 m. En menor medida se observan canales simples (CH), con geometría tanto tabular como lenticular. El espesor de los canales no suele superar 1 m y su extensión lateral es de hasta 6 m. Las facies presentes hacen suponer flujos con alta energía, Sh y Sl.

Los depósitos de llanura de inundación (FFP) están representados por lutitas (Fm y Bp). (Fig.4.44.) y son minoritarios. Presenta una geometría tabular a gran escala, con decenas de metros de extensión como corresponde a este tipo de depósitos. La base se adapta a la geometría de los niveles inferiores. Presenta bioturbación, tanto en forma de tubos verticales, como horizontales. Con frecuencia presentan grietas de desecación. También se observa moteado y decoloraciones, cementadas en ocasiones por carbonatos. Estas características son indicativas de procesos edáficos en clima árido o semi-árido. Un diagrama de este estilo fluvial se encuentra en la figura 4.44.

En la figura 4.44. se ve un bloque diagrama de este estilo fluvial. Este estilo es semejante al “Ríos meandriiformes de arenas, efímeros” (Miall, 1985). Este autor explica este estilo como un sistema meandriiforme que refleja cambios climáticos durante el depósito de estos materiales. Estos cambios se reflejan en facies como (Sh y Sl) que presenta se forman por flujos efímeros e instantáneos de alta energía.

1.1.1.3. Descripción del sistema continental

El sistema continental está constituido por un medio de abanicos aluviales que van a desembocar a una amplia llanura lutítica que evoluciona, hacia el centro de la cuenca, a un *playa-lake*. Los sistemas de abanicos aluviales están representados por la Fm. Riofresnos, en la Serie Basal, a base y el M. Honrubia, a techo. Los sistemas evaporíticos de *playa-lake* constituyen la Fm. Lutitas y Yesos de Valderromán. El límite entre ambos ambientes, abanicos aluviales y *playa-lake*, es gradual, y viene determinado por un cambio de facies en las proximidades del monte Atalaya.

Los términos *playa* y *playa-lake* se han utilizado con el mismo significado que el definido por Briere (2000) y Arche (2008). El ambiente de *playa-lake* presenta una zonación de subambientes deposicionales. Una zonación similar ha sido descrita por Salvany (1990) o Warren (2006), entre otros autores. Se diferencian cuatro franjas: una zona de llanura lutítica árida, una zona marginal del *playa-lake*, una zona intermedia y una zona interna del *playa-lake*.

A lo largo de todo el Sector Suroriental (Fig.4.45.) se desarrollaron amplias llanuras lutíticas áridas (*dry mudflat*) y zonas marginales del *playa-lake* (Fig.4.45.). En estas áreas no se producen depósitos importantes de evaporitas, solo aparecen nódulos de yesos dispersos entre los materiales lutíticos. De manera puntual se pueden apreciar algunos niveles arenosos en la llanura lutítica. Esta banda se puede confundir con las zonas distales de los abanicos aluviales, ya que se encuentran muy relacionadas.

En las zonas marginales del *playa-lake* (Fig.4.45.), que se situaron en la zona N del Sector Suroriental (Fig.4.45.), es frecuente observar niveles de dolomías y nódulos de carbonato. Estas dolomías son el resultado del depósito de charcas someras con fangos carbonáticos. Las charcas en las que se depositan evaporitas son el resultado de las periódicas expansiones y retracciones de las charcas, con la consecuente dilución y concentración de sus salmueras, que hace posible el depósito de estas evaporitas. Los márgenes más externos de estas charcas estarían constituidos por lutitas rojas yesíferas, dentro de las cuales crecerían cristales y nódulos de yeso y anhidrita. Pueden encontrarse niveles de gypsarenitas intercaladas con los depósitos del margen de las charcas, siendo menos comunes la presencia de materiales clásticos en el centro del *saltpan*. Durante los momentos de exposición se pueden producir procesos edáficos.

En la zona E del Sector Central (Fig.4.45.), desde el monte Atalaya hasta Retortillo, se produjo el desarrollo más importante de evaporitas. Se correspondería con la zona intermedia e interna del *playa-lake* (Fig.4.45.). Se reconoce una orla externa en la zona de Atalaya, Miedes de Atienza y Barcones, donde se desarrollaron lutitas rojas con travéculas de yeso que se intercalaban con niveles de yeso nodular y enterolítico, pertenecientes a los márgenes más internos de la zona encharcada (*saltpan*). Esta zona de margen del *saltpan* solo se inunda en las épocas de lluvias. El depósito de carbonatos se produjo durante los periodos de disolución en los que el sistema se recarga (Benison y Goldstein, 2000). Todavía pueden encontrarse niveles de gypsarenitas, de espesor centimétrico en esta zona intermedia.

Por último, se distingue una zona interna del *playa-lake* (Fig.4.45.), que se localizó en la región que comprende las poblaciones de Tarancueña, Valvenedizo y Retortillo de Soria (Fig.4.45.). En esta zona se produce el mayor depósitos de niveles evaporíticos. Localmente, estos niveles evaporíticos alternan con niveles de lutitas rojas. Las evaporitas suelen ser masivas, laminares y, menos frecuente, seleníticas. Según Becker (2005) las estructuras seleníticas se producen en las zonas con mayor lámina de agua. Posiblemente las condiciones para que se produjeran estas estructuras se daban en las zonas más deprimidas de la región (Ortí *et al.*, 2007).

El otro subambiente principal en el medio continental es el sistema de abanicos aluviales y bajadas (Fig.4.45), que enlazaban con la llanura lutítica y el *playa-lake*, representado por la Fm. Lutitas y yesos de Valderromán.

Son muchos los autores que han trabajado en el desarrollo de modelos de sistemas similares al del presente estudio como Friend (1978); Tumbridge (1984); Nichols (1987 y 1989); Kelly y Olsen (1993); Stanistreet y McCarthy (1993); Graham (1983); MacCarthy (1990); Sadler y Kelly (1993); Nichols y Hirst (1998), Williams (2000); Nichols (2004, 2005); Luzón (2005), Fisher *et al.* (2007). Tomando como base los estudios de estos autores en la fig. 4.44. se expone un modelo conceptual del medio en el que se depositó la Fm. Riofresnos.

Como se observa en la figura 4.45. y 4.46. los materiales presentan una zonación bien definida. Los depósitos más gruesos se depositan en las zonas más proximales del sistema. Estas zonas se corresponden con el W y SW del Sector Noroccidental y con el W del Sector Central. Los depósitos están formados por conglomerados y areniscas generados en sistemas *braided* con barras y canales. Pueden aparecer depósitos finos de desbordamiento. Ejemplos de este tipo de sedimentación proximal han sido descritos también por Nichols (1987) en el Mioceno de la Cuenca del Ebro y por MacCarthy (1990) en la cuenca de Munster. El estilo fluvial de los canales en esta zona es siempre *braided*

En las zonas medias de estos abanicos aluviales (Figs.4.45. y 4.46.) se observan una mayor cantidad de depósitos de desbordamiento. El tamaño de grano ha decrecido de manera importante. En esta zona los depósitos son arenosos con intercalaciones de lutitas. Los conglomerados son escasos y forman, sobre todo, *lag* de cantos. Este cambio en el tamaño de grano se observa en los materiales que se depositaron en la zona de Licerías y Grado de Pico en el Sector Central. En esta zona los canales son menos profundos. Esta observación también la han realizado otros autores como Graham (1983) y Sadler y Kelly (1993) en sus zonas de estudio. Los depósitos de la zona intermedia suelen presentar canales con mayor movilidad lateral. Además la anchura de los canales tiende a decrecer. Hirst (1991) afirma que en la zonas medias tiende a haber aproximadamente entre un 45 y un 60% de densidad de canales. El relleno de los canales suele ser todavía complejo. Pueden aparecer algunos depósitos de origen edáfico. La mayor parte del Sector Noroccidental (zona central y E) y la parte media del Sector Central se corresponden con depósitos pertenecientes a esta zona media de los abanicos aluviales. El estilo fluvial de esta zona es *braided*, aunque en algunas zonas se distinguen canales meandriformes, como en la zona de Montejo y Torresuso, para la Serie Basal o de Licerías para el Mb. Honrubia.

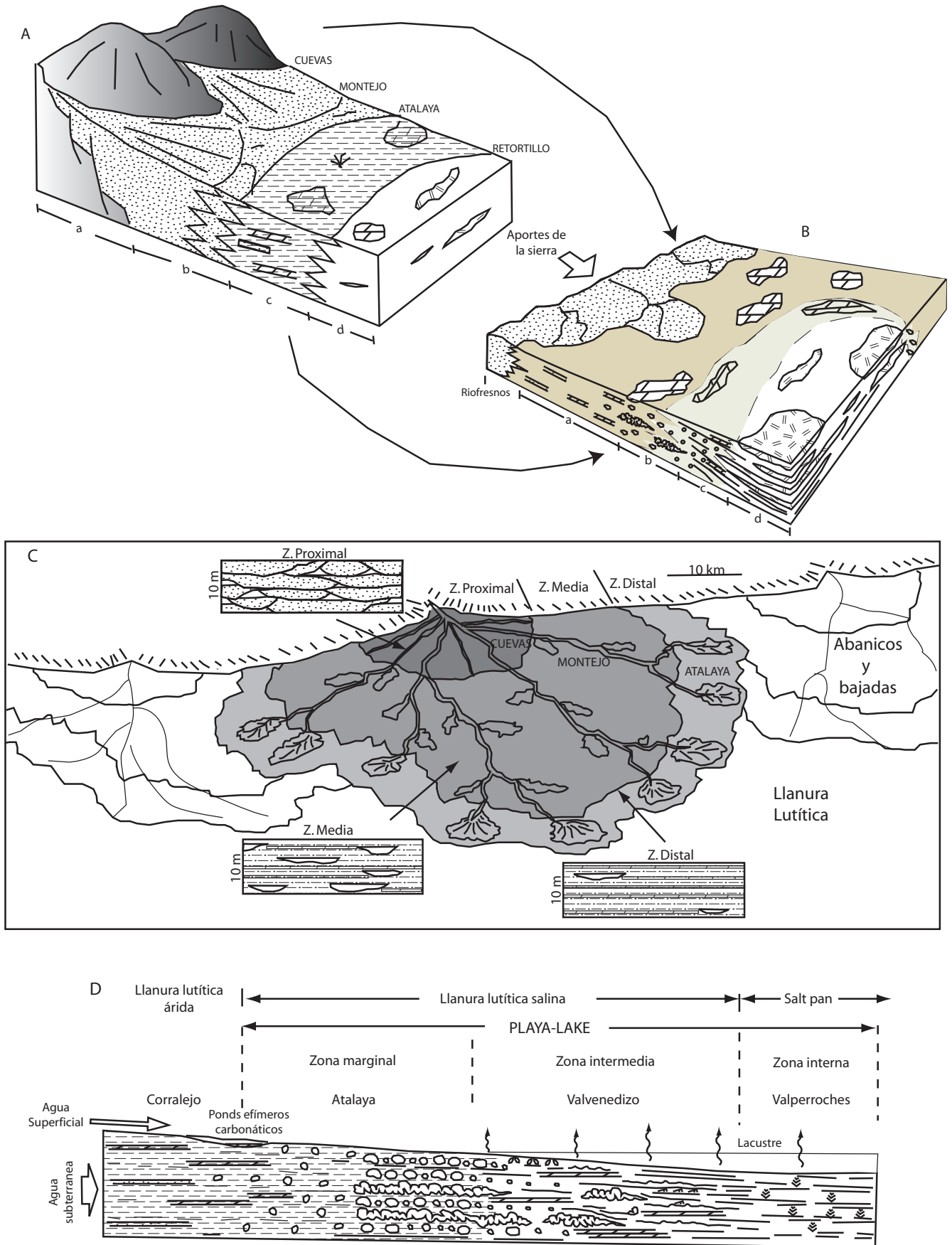


Fig. 4.45. A) Bloque diagrama con la distribución de los medios sedimentarios de la unidad Riofresnos y el cambio de facies con la unidad Valderromán: a. Basamento; b. Abanicos fluviales y bajadas; c. Llanura lutítica y *playa-lake* marginal; d. *Playa-lake* y salinas (Fm. Valderromán). B) Bloque diagrama mostrando el ambiente deposicional de la Fm. Valderromán y su contacto con la Fm. Riofresnos (abanicos fluviales). a. Llanura lutítica árida; b. Zona marginal de *playa-lake*; c. Zona intermedia de *playa-lake*; d. Zona interna de *playa-lake*. C) Modelo de abanico fluvial y sus zonas: proximal, media y distal (modificado de Nichols y Fisher, 2007). D) Sección idealizada de un sistema de *playa-lake* asociada a una llanura lutítica (Modificada de Salvany, 1997).

Las zonas más distales están también bien desarrolladas en el área de estudio (Fig.4.45. y fig.4.46.). Se caracterizan por tener una importante proporción de llanura lutítica, con pocos canales más o menos simples y someros. Una de las principales características de esta zona es la presencia de canales anchos y muy poco profundos laminados. Pueden ser o no erosivos. La presencia de paleosuelos suele ser frecuente, aunque los paleosuelos son poco maduros. Graham (1983) y Sadler y Kelly (1993) describen zonas distales de abanicos con estas características en sus zonas de estudio.

En las zonas distales aparecen niveles carbonáticos dolomíticos ocres, con una continuidad lateral de varias decenas de metros. Son *mudstone* de grano fino. Muestran características similares a los niveles desarrollados en las zonas de borde del *playa lake* bajo clima árido, descritos por Smith y Mason (1998); Paik y Kim (2003 y 2006) y Arp *et al.* (2005). Estos niveles dolomíticos forman parte del techo de las secuencias de desecación/colmatación. Según el modelo evolutivo de *playa-lake* de Arp *et al.* (2005) el término carbonático se desarrollaría durante las etapas más áridas, consiguiéndose un incremento en la saturación de carbonato que favorece la precipitación de los niveles dolomítico.

Hay que destacar la presencia de paleosuelos con distintos grados de desarrollo sobre todo en el Sector Noroccidental y más concretamente en el Mb. Honrubia. Las principales características de estos paleosuelos son presencia de nódulos, concreciones y costras carbonáticas, mallas de raíces y rizolitos. Algunos autores, como Cleveland *et al.* (2007); Hornung y Aigner (2002); Marriott y Wright (2006); Tabor *et al.* (2006); Tanner y Lucas (2006) y Retallack (1998 y 2005), han descrito estas mismas características en paleosuelos del Triásico Superior en sus respectivas zonas de estudio.

El transporte de sedimento en las zonas proximales de estos abanicos aluviales presenta mayor carga de fondo que en las zonas distales, llegando a estar el transporte de fondo en estas zonas distales en un porcentaje pequeño. Además este transporte y el caudal están muy condicionados por los momentos de lluvias. Las pendientes suelen ser mucho más pequeñas que en los abanicos aluviales (Collinson, 1996). El transporte en las zonas distales se realizó a partir del transporte en suspensión de materiales finos asociados a los depósitos de *sheetfloods* (Reinhardt y Ricken, 2000), como principal proceso de transporte. Las características hidráulicas de los sedimentos del Mb. Honrubia se estudian y discuten en el capítulo 5.

En la Serie Basal, los estilos fluviales en el Sector Noroccidental evolucionan, de base a techo, de ríos *braided* de gravas, pasando por ríos *braided* distales de arenas a ríos *braided* de arenas. En el Sector Central, la evolución horizontal desde Cuevas de Ayllón hasta la zona de Corralejo es la siguiente: en Cuevas de Ayllón se generan ríos *braided* distales de arenas, que pasan a ríos *braided* de arenas y finalmente a ríos *braided* de gravas. Según se mueve hacia la zona de Licerías, desaparecen los ríos *braided* de gravas y solo quedan los arenosos. En Montejo de Tiermes aparece, además, una tendencia meandriforme a techo. En Torresuso los estilos fluviales son *braided* distales arenosos y meandriformes a techo. Por último, en Corralejo, solo se aprecian algunos niveles de *braided* distales arenosos.

En el Mb. Honrubia, los estilos fluviales en el Sector Noroccidental evolucionan (Fig.4.44.), de W a E de la siguiente manera: En Riofresnos y Aldeanueva, presenta ríos *braided* distales de arenas que evolucionan a ríos *braided* de gravas a techo. Al E, en Honrubia, pasan de ríos *braided* de arenas distales, a ríos *braided* de gravas y por último, a *braided* de arenas. En el Sector Central, la evolución horizontal desde Cuevas de Ayllón hasta la zona de Atalaya es la siguiente: en Cuevas de Ayllón se generan ríos *braided* distales de arenas, que pasan a ríos *braided* de arenas y finalmente a ríos *braided* de gravas. Desde Liceras hasta Corralejo, desaparecen los ríos *braided* de gravas y solo quedan los arenosos. Por último, en Atalaya, solo se aprecian algunos niveles de *braided* distales arenosos.

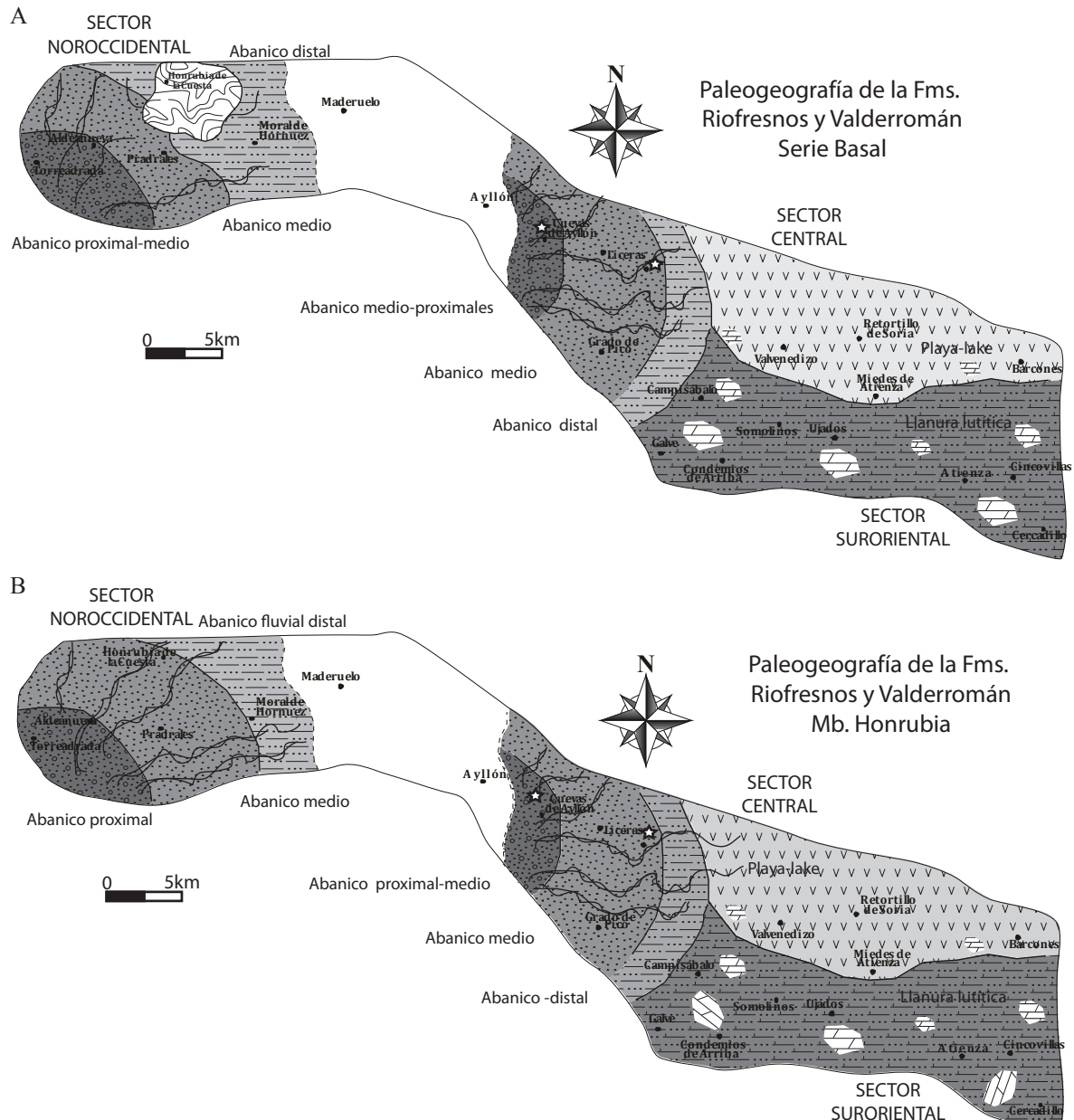


Fig.4.46. Paleogeografía de las Fms. Riofresnos y Valderromán. A) Serie Basal; B) Mb. Honrubia. Las estrellas blancas se corresponden con los afloramientos en donde se ha realizado el estudio hidráulico.

Una vez estudiada la red de drenaje y con todos los datos obtenidos se interpreta que tanto la Serie Basal, como el Mb. Honrubia, se sedimentaron en un medio de abanicos aluviales) que evolucionan lateralmente hacia llanuras lutíticas y sistemas de *playa-lake* (Fm. Valderromán).

Como ya se ha mencionado anteriormente la Serie Basal se depositó sobre un paleorrelieve paleozoico (Fig.4.29.a) en el Sector Noroccidental, mientras que en el Sector central se depositó sobre la Fm. Lutitas versicolores de Atalaya. Con la existencia del paleorrelieve en el Sector Noroccidental se observa además un umbral en la zona de Honrubia de la Cuesta, que no afectó a la zona de Riofresnos, ni tampoco a la mayor parte del flanco S del actual anticlinal de Honrubia-Pradales. Esta elevación hace que se produzcan variaciones en la sedimentación según qué localización del Sector Noroccidental se observe.

La zona más SW de este sector Noroccidental, donde se localizan las poblaciones de Torreadrada y Aldeanueva, presentan asociaciones de abanicos aluviales proximales a medios (Figs.4.45. y 4.46.), con alternancia de materiales arenosos y conglomeráticos. En una orla que se extiende de NW a SE y comprende la zona de Pradales, Riofresnos y Honrubia, se localizan los depósitos asociados a abanicos aluviales de zona media. Presentan abundantes canales arenosos alternando con llanura de inundación lutítica. En esta zona se pueden observar niveles dolomíticos rosas, depositados en zonas de charcas. Alrededor de la zona del umbral de Honrubia se localizarían depósitos más o menos groseros de origen aluvial procedentes de los diques cuarcíticos paleozoicos y depósitos pertenecientes a abanicos aluviales distales, compuestos en su mayoría por lutitas rojas depositadas en llanuras de inundación y escasos niveles arenosos, depositados en canales someros. Por último, en la zona más oriental del Sector Noroccidental se localizaría los depósitos más distales, representados por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de grano fino. Las direcciones principales de paleocorrientes en este sector son principalmente hacia el NE y W. En los alrededores del umbral de Honrubia las direcciones de paleocorriente se dirigen hacia el N.

En el Sector Central ambas subunidades presentan un importante desarrollo (Fig.4.44.). Se depositó en un ambiente de abanicos aluviales y llanuras lutíticas. En la zona de Cuevas de Ayllón, la serie está formada por las zonas proximales-medias de estos abanicos, representadas por niveles de conglomerados y areniscas de grano medio depositados en canales de tipo *braided*. Las zonas medias de los abanicos se disponen en una banda que engloba la zona de Licerías, Montejo, Pedro y Grado de Pico. En esta zona media alternan los depósitos de areniscas de grano fino, depositados en canales tanto meandriformes como *braided*, con lutitas de la llanura de inundación. Por último, las zonas de abanico distal y llanura lutítica marginal se localizan en una orla desde la zona de Cañicera hasta Tarancueña. Son lutitas rojas y escasos niveles arenosos de grano muy fino que representan las zonas distales de los depósitos de abanico. Las direcciones de paleocorriente varían entre NE y E.

4.3.5. Control de la sedimentación y secuencias fundamentales de carácter continental

Para el estudio de las unidades continentales se ha seguido el concepto de “nivel de base fluvial o perfil de equilibrio” de Barrel (1917); Wheeler (1964) y utilizado por Martinsen *et al.* (1999); Aigner *et al.* (1998); Cross *et al.* (1993); Cross y Lassenger (1997); Homewood *et al.* (2000) y Anderson y Cross (2001).

Debido al clima árido durante el depósito de las unidades continentales el trabajo no es estrictamente acorde con el concepto de “nivel de base fluvial” en todos los casos. Esto se debe a que a lo largo de una llanura aluvial, el río pierde cantidades de agua significativas durante su curso. La capacidad de transporte decrece y el río pierde una parte de su carga de sedimentos. Los sedimentos son forzados a depositarse, aún cuando no exista espacio de acomodación. Además hay una tendencia a incrementar el espacio de acomodación hacia la cuenca, causada por la configuración natural de cada cuenca continental. La tendencia lateral de incremento en el espacio de acomodación y el decrecimiento en los aportes son superpuestos en la tendencia del nivel de base temporal.

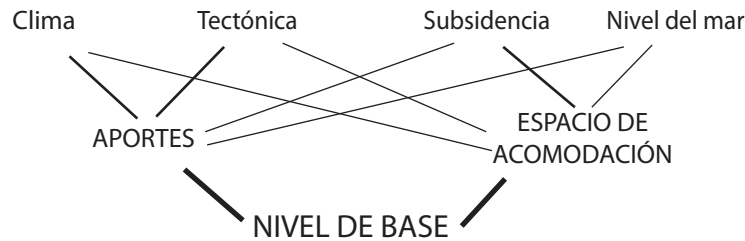


Fig.4.47. Factores que controlan el nivel de base.

Los sistemas fluviales responden a un número de controles alogénicos (Fig.4.47) en la sedimentación, como la eustasia, el clima, la tectónica del área fuente y la subsidencia de la cuenca (Shanley y McCabe, 1998). La influencia tectónica debe ser interpretada por cambios a lo largo del tiempo en la dirección y el gradiente sindeposicional, variaciones en las profundidades de enterramiento, inferidos desde las direcciones de paleocorriente, los elementos arquitecturales, los estilos fluviales y la diagénesis temprana (Holbrook y Schumm, 1998). Los cambios relativos en el nivel del mar y los controles climáticos pueden evaluarse por medio del análisis de facies, geoquímica, petrología y diagénesis (Blum, 1994).

La importancia relativa de los factores alogénicos en la acomodación y en la sedimentación fluvial varía a lo largo de todo el perfil. Por medio del estudio de la eustasia y la tectónica se han desarrollado modelos de secuencia que predicen variaciones en la tendencia deposicional y en el estilo fluvial en relación con cambios en la acomodación marina (Wright y Marriott, 1993). Estudiando los cambios en el clima se han generado modelos para explicar cambios en la tendencia deposicional y en los estilos fluviales basados en los efectos del clima en el aporte de sedimentos, la carga y la vegetación (Blum, 1994).

Algunos de los principios para el estudio del control de la sedimentación en sistemas fluviales según Miall (2002), que debemos tener en cuenta con los sedimentos de estudio, son:

- La incisión fluvial debe ocurrir durante periodos de bajada del nivel de base fluvial o perfil de equilibrio, incremento del caudal y reducción de la carga de sedimentos.

- La agradación fluvial debe ocurrir durante los periodos de subida de nivel de base fluvial, incremento de la carga de sedimentos o reducción del caudal.

- La respuesta fluvial a cambios en el nivel de base está principalmente relacionado con fluctuaciones tectónicas y eustáticas. La respuesta a cambios en la carga de sedimento y caudal es principalmente climática.

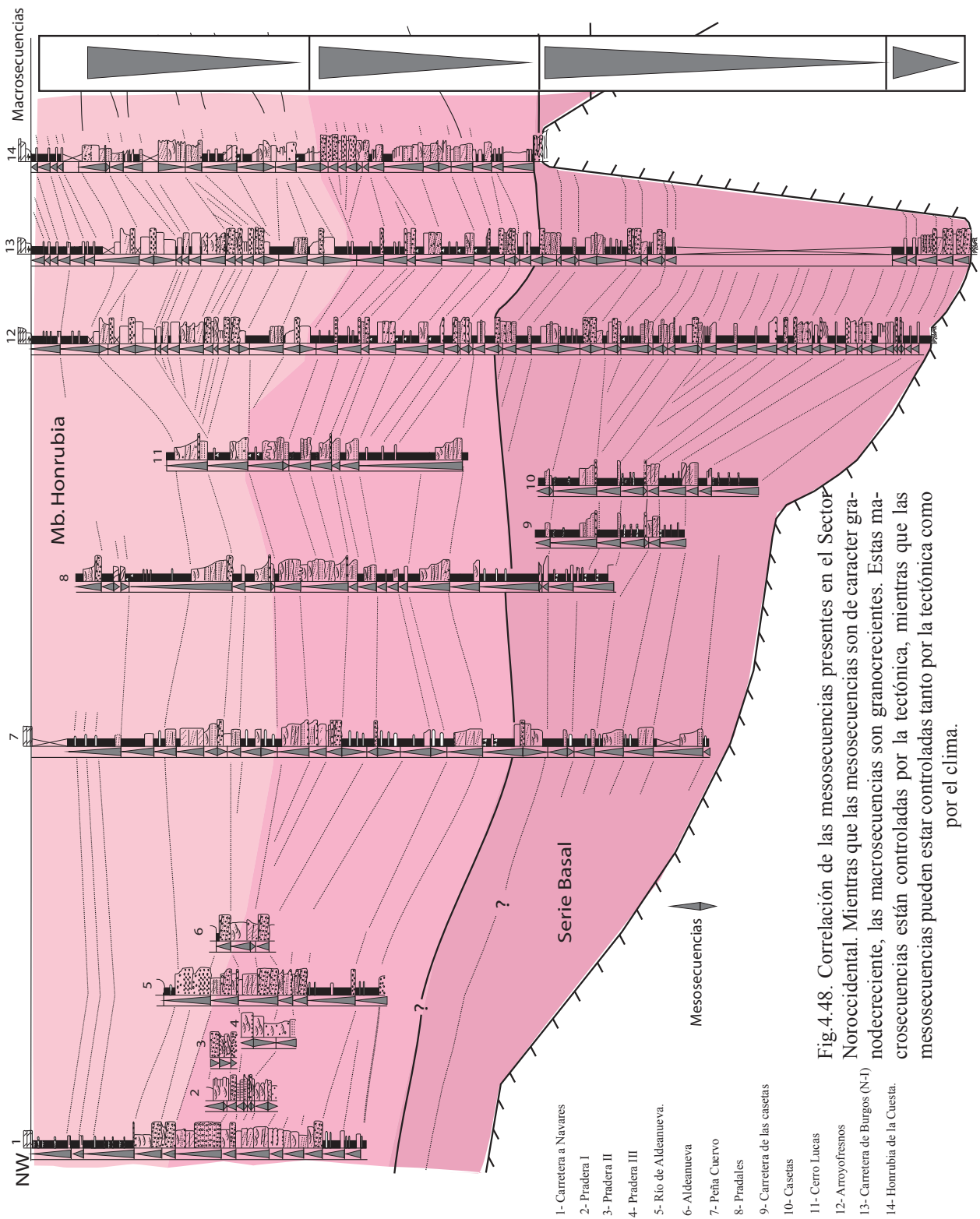
- Los sistemas fluviales de baja sinuosidad, suelen ocurrir en momentos de baja acomodación. Los sistemas fluviales de alta sinuosidad se generan en periodos con bajas o moderadas tasas de subida del nivel de base.

Para los sedimentos fluviales de la zona de estudio, que no están influenciados por el nivel de base marino, se estudia la variación en los mecanismos tectónicos y climáticos en su perfil de equilibrio o nivel de base fluvial. Los sistemas fluviales bajo la influencia de los controles aguas arriba registran fluctuaciones en los regímenes de caudal y aporte de sedimentos de manera que es independiente del cambio en el nivel de base marino y dependiente de la interacción entre clima, tectónica, área fuente y subsidencia. En estos casos no procede usar la terminología de los cortejos de facies marinos y sí el concepto de alta y baja acomodación, basado en la abundancia de asociaciones y elementos arquitecturales. Este concepto de cortejos de alta y baja acomodación es una primera aproximación al estudio secuencial de los sedimentos continentales (Fig.4.25.a) no influenciados por el nivel del mar (Dahle *et al.*, 1997). El cortejo se define primero por las asociaciones y los elementos de arquitectura fluvial, incluida la contribución relativa de relleno de canal y llanura de inundación, lo cual permite inferir la acomodación disponible en cada momento de la sedimentación (Olsen *et al.*, 1995; Arnott *et al.*, 2002).

Cuando se hace referencia a los modelos de secuencias continentales hay que hacer una distinción entre los cortejos de facies y la configuración de alta y baja acomodación. Los cortejos de alta y baja acomodación están contruidos en bloques de secuencias deposicionales fluviales que se estudian por separado de los depósitos marinos correlativos y se suceden en la vertical durante el estado de variación de tasas de acomodación positiva. La definición de la configuración de alta y baja acomodación indica áreas particulares en la cuenca de sedimentación que están caracterizadas por una cantidad de acomodación.

Las unidades Riofresnos y Valderromán las consideramos en su mayoría como un sistema de baja acomodación. Dentro de la sucesión fluvial, las condiciones de baja acomodación son el resultado de un tipo de valle con una arquitectura dominada por el relleno de canales complejos y la escasez de depósitos de llanura de inundación. El estilo deposicional es progradante, acompañado por bajas tasas de agradación, frecuentemente influida por la topografía, como también indica en su trabajo Boyd *et al.* (1999). Suelen referirse a tasas bajas de creación de acomodación fluvial.

A techo del sistema de baja acomodación presenta discontinuidades subaéreas, reflejando estados tempranos de acumulación de sedimentos renovados dentro de una depozona, mientras que el espacio de acomodación disponible es aún limitado o bajo. Dependiendo de la localización dentro de la cuenca, y de la distancia relativa del área fuente, la base del sistema de baja acomodación debe presentar un perfil granocreciente, con una tendencia progradante.



Esta tendencia se ha reconocido en el área de estudio como el desbordamiento de los materiales gruesos desde las áreas fuentes hacia la cuenca, terminando en facies lacustres o de llanura de inundación. Al alargarse esta situación en el tiempo se puede apreciar una forma de cuña en los depósitos gruesos que se adelgaza hacia las zonas distales. Una vez que estos sedimentos se expanden a lo largo de la cuenca, la energía deposicional tiende a decrecer gradualmente con el tiempo hasta el final del ciclo de acomodación positiva, en respuesta a la denudación de las áreas fuente y la progresiva somerización del perfil fluvial (Sweet *et al.*, 2003; Ramaekers y Catuneanu, 2005). Los sedimentos gruesos del sistema de baja acomodación rellenan relieves esculpidos durante los estados previos a la acomodación negativa y por lo tanto puede presentar irregularidades. La baja cantidad de acomodación disponible controla otras características adicionales del sistema, incluido una alta tasa de depósito relleno de canal-desbordamientos y la presencia de paleosuelos más o menos desarrollados.

Las zonas más distales de los abanicos en el Sector Central, podrían haberse desarrollado en condiciones de mayor acomodación. Estos sedimentos se habrían generado en las zonas más distales de los abanicos aluviales y en el *playa-lake*. Las condiciones de media-alta acomodación, atribuidas a tasas altas de creación de espacio de acomodación resultan de una arquitectura fluvial más simple que incluye altos porcentajes de depósitos de llanura de inundación y finos. El estilo deposicional es agradacional, con menos influencia de la topografía anterior (Boyd *et al.*, 1999). El cortejo sedimentario de alta acomodación está caracterizado por una lámina de agua relativa al perfil de la topografía, un régimen de energía bajo y un depósito general de sedimentos más finos. Todavía se produce el depósito de rellenos de canal, pero hay un dominio de facies de llanura de inundación. Algunos criterios adicionales para la definición de sistemas de alta acomodación incluye el desarrollo muy pobre de paleosuelos, como sucede en las partes altas de las secuencias de la Fm. Riofresnos.

El uso de los cortejos de alta y baja acomodación es más apropiado en cuencas de sobrerrelleno y en zonas de la cuenca sedimentaria que están lejos de la influencia marina, como es el caso de la zona de estudio. Dentro de cada depozona, la sedimentación está controlada principalmente por la tectónica del área fuente y dentro de la cuenca en sí misma, por los cambios en el clima, en la eficacia del transporte y la erosión de sedimentos.

El uso de los sistemas de alta y baja acomodación lleva a pensar que los estados de acomodación negativa que resultan de la formación del límite de secuencia y la tasa de creación de acomodación fluvial se incrementan gradualmente desde baja a alta durante cada ciclo deposicional, como ocurre en el área de estudio. Además de la acomodación, cambios en el aporte de sedimentos a lo largo del tiempo contribuye al incremento de materiales finos hacia techo. Con el paso del tiempo, la denudación gradual de las áreas fuente durante el depósito de cada secuencia, junto con un decrecimiento en la pendiente, contribuye a disminuir la cantidad de terrígenos gruesos de la cuenca e implica una tendencia hacia materiales finos (Catuneanu y Elango, 2001).

En los abanicos aluviales estudiados, los sistemas de alta energía tempranos de cada secuencia resultan de la acumulación del relleno de canales amalgamados, interpretados como depósitos generados en condiciones de baja acomodación. Los sistemas de baja energía de cada secuencia fluvial están preservados como canales simples dentro de llanuras de inundación

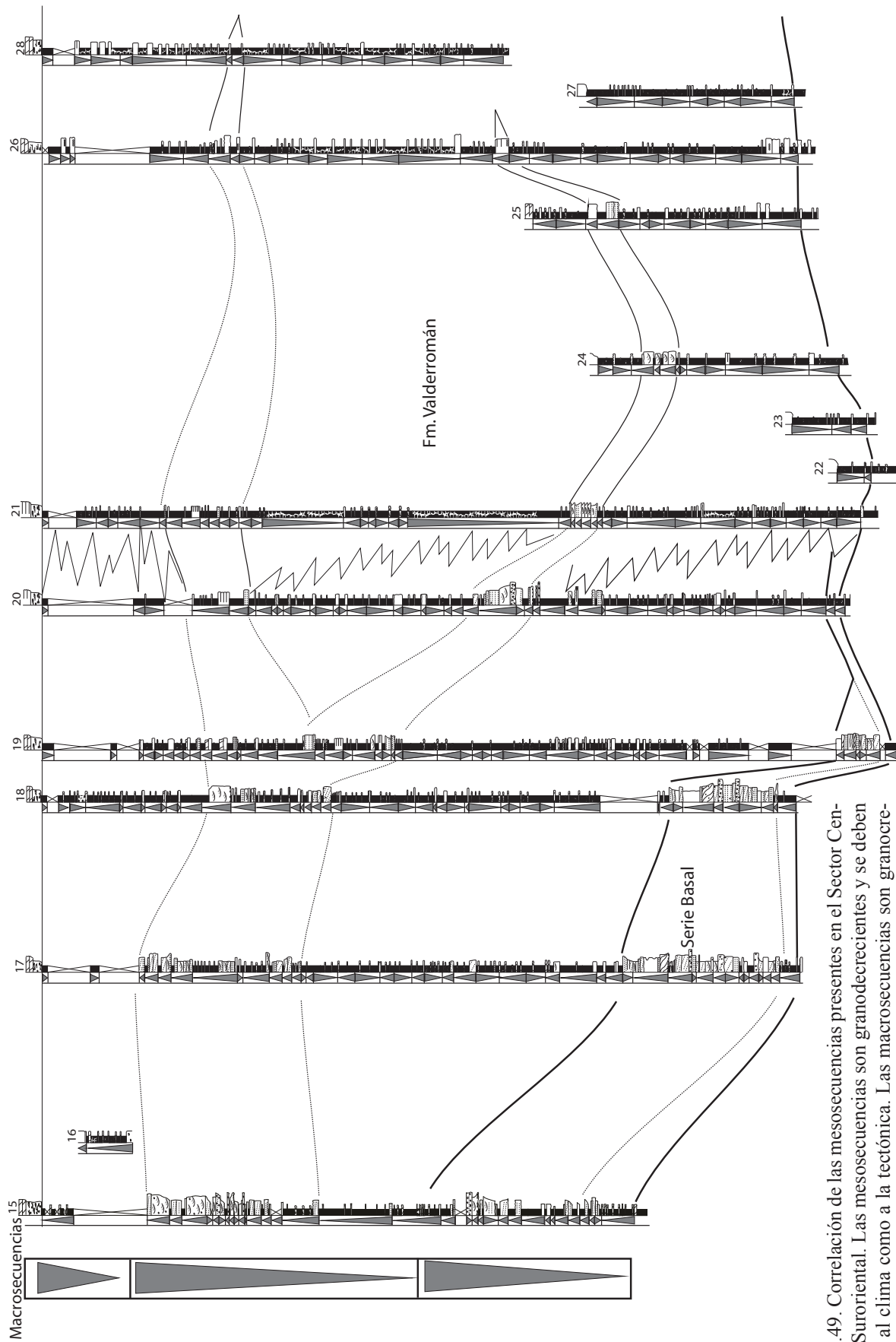


Fig.4.49. Correlación de las mesosecuencias presentes en el Sector Central y Suroriental. Las mesosecuencias son granocretácicas y se deben tanto al clima como a la tectónica. Las macrosecuencias son granocretácicas y están controladas por la tectónica y en menor medida por el clima.

interpretados como sedimentación de sistemas de alta acomodación. El cambio hacia techo de sistemas de baja a alta acomodación durante cada uno de los ciclos correlaciona un decrecimiento en la pendiente durante los estados de carga y subsidencia diferencial. El límite de secuencia corresponde a periodos de tiempo de rebote isostático diferencial y está asociado con hiatos estratigráficos que marcan estados de reorganización de la cuenca. Una tendencia similar a la que se encuentra en la zona de estudio se localiza en la cuenca de Karoo desde el Pérmico Superior al Grupo Beaufort del Triásico Medio (Catuneanu y Elango, 2001).

4.3.5.1. Descripción de las secuencias del sistema continental

En el estudio de los materiales de las Fm. Riofresnos y la Fm. Valderromán se han reconocido secuencias a diferentes escalas. Se han registrado 2 secuencias mayores, denominadas macro-secuencias y entre 10 y 15 secuencias más pequeñas, denominadas meso-secuencias.

Las micro-secuencias tienen un espesor de 1 a 2 m y consisten en la parte más baja de sucesiones incompletas de facies de carácter fluvial o evaporítico. Se reconocen lateralmente durante unas decenas de metros. Estas secuencias se desarrollan localmente y son interpretadas como resultado de procesos autocíclicos (Hornung y Aigner, 2002).

Las meso-secuencias tienen un espesor entre 2 y 5 m y están compuestas por varias micro-secuencias apiladas que suelen presentar el mismo estilo fluvial y una tendencia granodecreciente. Las secuencias de meso-escala se pueden seguir varios kilómetros. Estas secuencias pueden reconocerse en todas las secciones de estudio.

Las macro-secuencias tienen un espesor entre 10 y 18 m y están compuestas por varias meso-secuencias apiladas. Pueden tener una tendencia granodecreciente o granocreciente, según la sección estudiada.

4.3.5.2. Características de las meso-secuencias

Las meso-secuencias se han separado y correlacionado en toda la formación (Figs.4.48. y 4.49.). El límite superior de la última secuencia y su contacto con la Fm. Dolomías de Imón se ha usado como datum. Las meso-secuencias varían desde las zonas más proximales de los abanicos aluviales hasta las zonas de llanura aluvial lutítica y el *playa-lake* (Fig.4.50.). En la Fig.4.51.a) se observa un perfil ideal de los diferentes tipos de secuencias desde las zonas proximales a las distales.

En las zonas de abanicos aluviales proximales-medios aparecen escasos niveles de lutitas de poco espesor. El depósito principal es de canales simples y complejos con elementos compuestos por conglomerados y areniscas. La tendencia de la secuencia suele ser

granodecreciente.

La zona media de los abanicos suele comenzar con una superficie neta y erosiva, que muy frecuentemente presenta *lag* de cantos de cuarcita. Sobre esta se depositan areniscas pertenecientes a canales simples y complejos, donde pueden parecer acreciones laterales, barras, etc, con una clara tendencia granodecreciente (*fining-upward*). Sobre estas areniscas suele aparecer una alternancia de niveles de areniscas y lutitas que representan los elementos de la llanura de inundación, como *crevasses* y *levees*. La tendencia suele ser estrato y granodecreciente. Estas secuencias suelen terminar con lutitas que presentan paleosuelos muy inmaduros con nódulos carbonáticos.

En las zonas de abanicos distales se depositan areniscas pertenecientes a canales, que por lo general son de carácter simple y con un espesor reducido. Estas areniscas se intercalan con niveles de lutitas con paleosuelos. La tendencia suele ser granodecreciente, aunque a techo de la secuencia puede aparecer cierta tendencia granocreciente.

Las llanuras aluviales lutíticas y en el *playa-lake* marginal suele estar formado por niveles de lutitas, con o sin paleosuelos, intercaladas con niveles de dolomías de origen lacustre y escasos niveles de sheets arenosos. La tendencia puede ser tanto granocreciente como granodecreciente. Según el sentido de migración o expansión del medio evaporítico los ciclos elementales tienen diferente ordenación de sus facies, dando lugar a la variada gama de ciclos sedimentarios. Esta migración y expansión permite también explicar los cambios laterales en la sedimentación en pocos metros como puede verse en los afloramientos. El ciclo con mayor representación es el de lutitas-yesos-carbonatos, con un predominio del miembro lutítico-evaporítico y escasos carbonatos. Este ciclo se observa en las columnas de Valdecabra y Valperroches, repitiéndose de manera cíclica a lo largo de toda la unidad. Este ciclo ha sido también reconocido en los trabajos de Schreiber y El-Tabakh (2000) y Schreiber y Helman (2005).

La base de las unidades Riofresnos y Valderromán comienza con una superficie que representa una paraconformidad entre estos materiales y los infrayacentes pertenecientes a la Fm. Atalaya. En los momentos de alto nivel de base se preservarían canales complejos de tipo *braided*, en las zonas más proximales, mientras que en las zonas más distales muestran canales más simples, con tamaños de grano menor y con sinuosidad. En respuesta a los momentos de inundación del *playa-lake*, el sistema fluvial suele tender a estilos fluviales de más sinuosidad hasta en zonas más proximales, mientras que en las zonas más distales los canales suelen desbordarse y muestran agradación vertical debido al depósito de materiales en suspensión. Los depósitos de desbordamiento asociados a los sistemas fluviales están compuestos por *crevasse-splays* y *sheetflood* y depósitos de llanura de inundación lutítica. En las zonas más distales es donde se localiza el depósito de dolomías originado en charcas.

Sobre los depósitos de llanura de inundación se depositan más lutitas y secuencias de *crevasses* (tendencia granocreciente), indicando un incremento en la energía deposicional. En las localizaciones medias y proximales de los abanicos fluviales, la aproximación de un nuevo cinturón de canales causa al menos una erosión parcial de las secuencias anteriores de *crevasse* o de los paleosuelos durante la bajada del nivel de base. Cuando se produce la incisión de los

canales en las zonas más proximales, se origina el amalgamamiento de canales de areniscas de la sucesión fluvial inferior.

En resumen, a lo largo de una línea de tiempo, la transición lateral de facies que se observa en el campo es, desde la superficie de erosión en zonas proximales con depósitos de canales más gruesos hacia más finos, a depósitos de llanura de inundación y finalmente dolomías lacustres distales.

La zonación lateral de facies está bien reflejada en la distribución regional de las asociaciones tanto en la horizontal como a lo largo de la sucesión estratigráfica. Combinando estos datos en un esquema en 2D muestra un diagrama de facies ideal cubren un ciclo completo de nivel de base desde las zonas más proximales a las más distales (Fig.4.51.c).

4.3.5.3. Características de las macro-secuencias

La caída del nivel de base en condiciones proximales, a macro-escala, se preserva cuando los ciclos de caída del nivel de base, a meso-escala, están formando lóbulos sedimentarios en la cuenca.

La organización de los abanicos en sistemas de canales principales y extensos niveles arenosos podría estar relacionada con la caída del nivel de base cuando se formó el complejo de canales. Durante la caída del nivel de base, su cinturón de canales se rellenó y el río logró cubrir toda la llanura aluvial.

Las macro-secuencias en las zonas proximales, Sector Noroccidental y zona W del Sector Central, están compuestas por 2 secuencias granocrecientes completas (Figs.4.48. y 4.49.). Estas secuencias coinciden con las dos subunidades en las que se ha dividido la Fm. Riofresnos. El registro de estas secuencias muestra el paso desde depósitos de *playa-lake*, pasando por la llanura lutítica marginal, zonas distales y medias de abanicos aluviales y por último, las zonas más proximales.

La secuencia comienza con lutitas rojas con niveles de dolomías ocre de grano fino o microcristalinas, interpretadas como los depósitos de *playa-lake* marginal y llanura lutítica. Estos materiales suelen desarrollarse en una serie cíclica. Sobre ellos se depositó una alternancia de lutitas rojas con niveles de areniscas de grano fino. Por encima se desarrolla el depósito de canales, primero más simples y posteriormente complejos, de areniscas de grano fino y medio. A techo de la secuencia estos canales están compuestos por conglomerados y areniscas de grano grueso. El estilo fluvial de estos canales evoluciona desde sistemas de niveles de arenas en la base, a sistemas *braided* de arenas y a techo, de conglomerados.

En la zona E del Sector Central y en el Sector Suroriental, la ordenación de la secuencia es similar. La diferencia principal es que aunque las secuencias siguen siendo granocrecientes,

no aparecen conglomerados ni areniscas de grano grueso. Comienzan a aparecer las evaporitas en los ciclos del *playa-lake*, que sustituyen en muchos casos a los niveles dolomíticos. Los canales son menos complejos y están menos amalgamados. También pueden verse diferencias en el estilo fluvial ya que se observan canales meandriformes en algunos tramos de las secciones. Esto se debe probablemente a las variaciones en el espacio de acomodación, así como a la pérdida de capacidad de transporte de los sistemas fluviales.

4.3.5.4. Control de la sedimentación

Los sistemas fluviales controlados por los parámetros “aguas arriba” suelen estar próximos a las áreas fuente y además son sistemas más susceptibles a la tectónica y al efecto de los cambios climáticos en el caudal, el aporte de sedimentos y a la cantidad total de acomodación disponible por la subsidencia de la cuenca.

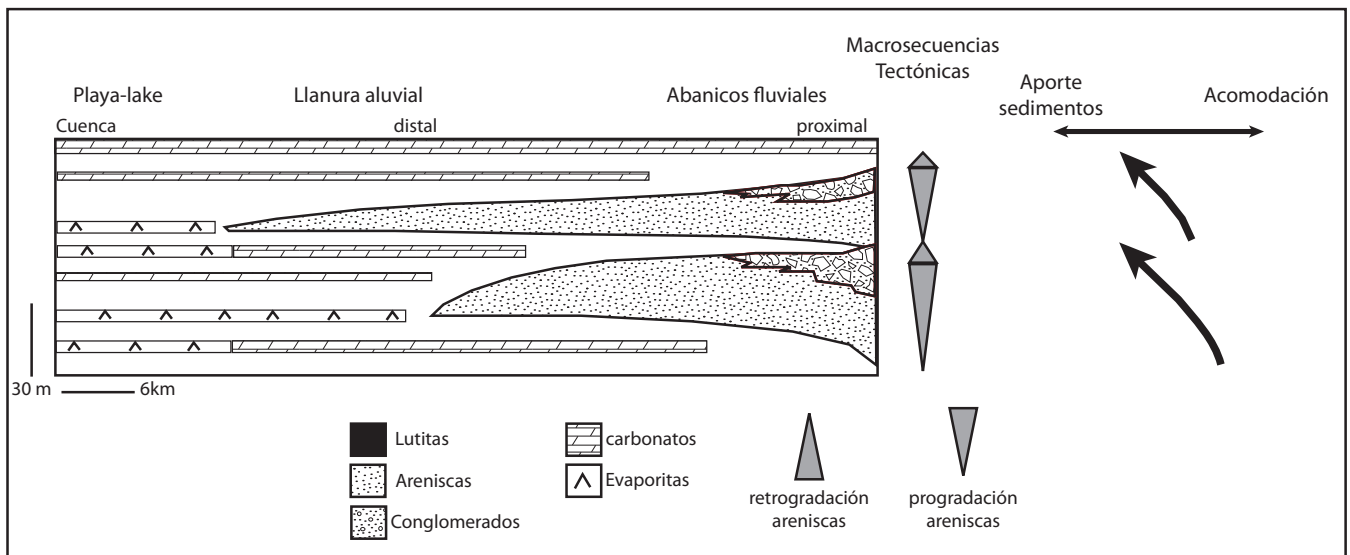


Fig.4.50. Modelo general de la cuenca durante el depósito de la Fm. Riofresnos, teniendo en cuenta el tamaño de grano, las facies, la geometría de los cuerpos y el modelo deposicional regional. La tendencia hacia una mayor cantidad de materiales gruesos hacia techo confirma el control de la tectónica en el depósito de los macrociclos.

Los ciclos tectónicos sobreimpuestos a sistemas con clima estable deben llevar al desarrollo de ciclicidades en los depósitos fluviales. Los modelos de este tipo de secuencias se hacen a medida para cada tipo de caracterización tectónica individual y para cada tipo de cuenca sedimentaria. Catuneanu y Elango (2001) estudian la cuenca de Karoo, compuesta por una sucesión de seis secuencias deposicionales de tercer orden. Este sistema está controlado por los ciclos orogénicos, generando secuencias granodecrecientes según va disminuyendo el gradiente topográfico. La creación de espacio de acomodación para cada secuencia se atribuye a la subsidencia flexural. Estos autores presentan unas macro-secuencias similares a las de la zona de estudio.

Las fluctuaciones climáticas tienen un impacto directo en el caudal de los ríos, por lo tanto alteran el balance entre la capacidad de transporte de un río y su carga de sedimento. Algunos cambios en la carga modifican el perfil fluvial, modificarse ya sea por debajo o por encima de la topografía. El incremento de la capacidad de transporte (energía) da lugar a un nuevo perfil topográfico (acomodación fluvial negativa), que favorece la incisión fluvial. Cuando decrece la carga de sedimento relativo a la capacidad de transporte da lugar a un nuevo perfil topográfico (acomodación positiva) que genera agradación fluvial. El efecto de cambios climáticos en los procesos fluviales son particularmente evidentes en regiones con tectónica más o menos estable (Gibling *et al.*, 2005). Un ejemplo de estos ciclos climáticos está documentado en la secuencias fluviales de la llanura del Ganges para el Cuaternario (Gibling *et al.*, 2005). Fluctuaciones en las precipitaciones del Monzón da lugar a cambios climáticos que generan ciclos de agradación y erosión de la llanura de inundación de unos 10^4 años. Estos autores presentan unas mesosecuencias similares a las de la zona de estudio.

4.3.5.4.1. Control de la sedimentación de las macro-secuencias

Las macro-secuencias están controladas por parámetros alocíclicos (Fig.4.47.). El sistema de estudio parece no presentar grandes variaciones en el espacio de acomodación. Como ya se ha indicado, puede considerarse como un sistema de baja a media acomodación. Los dos principales controles que afectan al depósito de las macro-secuencias son el clima y la tectónica.

Con los datos disponibles parece más clara la presencia de un control tectónico como factor principal en el depósito de las macro-secuencias (Fig.4.50.). De todas maneras no es descartable la presencia de un control climático, que puede observarse mejor en el desarrollo de las meso-secuencias.

El primer dato que corrobora la posible influencia de la tectónica en estas secuencias es la cercanía al área fuente y evidencias sedimentarias de cierta influencia tectónica sinsedimentaria en los afloramientos, como diques, etc. Bajo condiciones de descarga más o menos constante, los cambios en estilo fluvial que se pueden observar en el sector central, desde las zonas más proximales a las distales, pueden estar relacionados con la disminución de la pendiente (capítulo 5) del perfil paleotopográfico, de aguas arriba a aguas abajo, en algunas zonas. Cuando se produce un movimiento tectónico en el área fuente se crea espacio de acomodación y los materiales de los abanicos fluviales progradan sobre la llanura lutítica y sobre el *playa-lake* (Fig.4.50.).

4.3.5.4.2. Control de la sedimentación de las meso-secuencias

Las meso-secuencias están también controladas por parámetros alocíclicos. Los controles principales en el depósito de las meso-secuencias son el clima y la tectónica. En este caso no es posible descartar una o la otra ya que las dos debieron de influir en el depósito de estos materiales.

El control tectónico puede apreciarse en el tipo de secuencias granodecrecientes. Cada meso-secuencia incluye una sucesión desde sistemas de alta energía a sistemas de baja energía. Dentro de estas secuencias pueden aparecer paleosuelos, aunque suelen ser muy inmaduros. Este cambio en la energía del relleno de canales en las meso-secuencias parece dar mayor importancia al control tectónico. El cambio de estilo fluvial entre *braided* en zonas proximales a meandriforme en zonas medias-distales, puede deberse a un cambio en la pendiente producido por movimientos tectónicos.

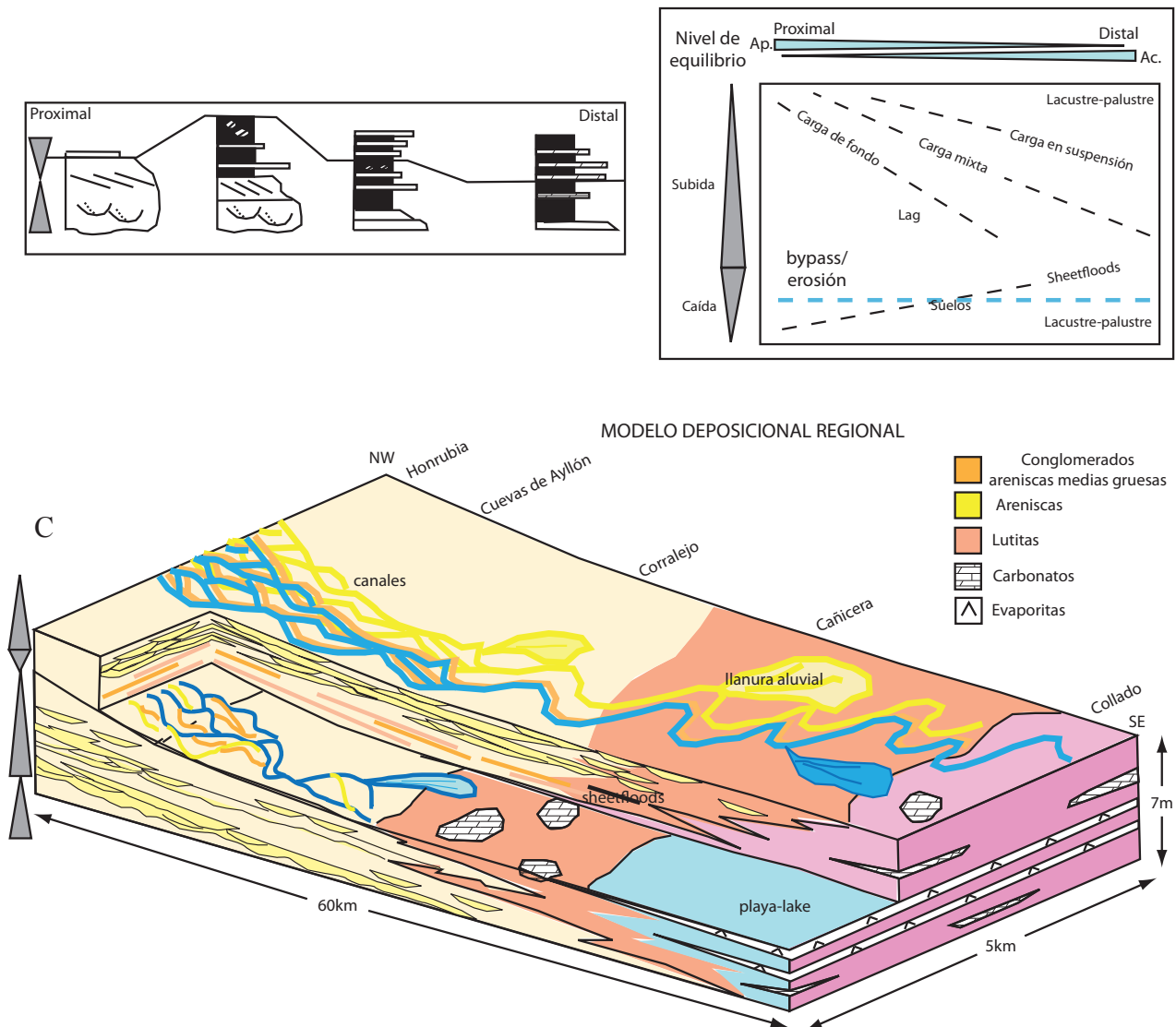


Fig.4.51. a) Esquema idealizado de un mesociclo simple idealizado. A la derecha del dibujo está la zona más proximal paleogeográfica y a la izquierda la más distal. b) Diagrama de un mesociclo completo de caída y subida del nivel de equilibrio desde las zonas proximales a las distales, basado en las asociaciones (Modificado de Hornung y Aigner, 2002). c) Modelo deposicional regional con los mesociclos de cambio del nivel de equilibrio. Estos mesociclos pueden estar gobernados por la tectónica o por el clima.

Algunos autores que han trabajado en el Triásico Superior europeo han asociado meso-secuencias similares a las presentes en la zona de estudio a cambios en el clima (Hornung y Aigner, 2002; Vollmer *et al.*, 2008). Estos estudios se han desarrollado junto con los de paleoclima del Triásico y su influencia en la sedimentación (Reinhardt y Ricken, 2000; Sellwood

y Valdes, 2006). Estos autores hablan de la existencia de fuertes lluvias durante ciertos periodos del Triásico Superior que controlarían de manera predominante los sistemas (Crowley *et al.*, 1989; Kutzbach y Gallimore, 1989; Dubiel *et al.*, 1991; Parrish, 1993; Mutti y Weissert, 1995).

El sistema de *playa-lake* se situaba en el centro de la cuenca y estaba controlado por los momentos de inundación y de aridez (Fig.4.51.) y por la paleogeografía (Gibert *et al.*, 2007). El periodo en el que se producía la máxima extensión de las lagunas en el *playa-lake* era en el final de la fase húmeda, mientras que la mínima extensión se producía al final de la fase árida. Según el modelo de Hornung y Aigner (2002), junto con los de Cross *et al.* (1993), Olsen *et al.* (1995) y Weltje *et al.* (1998) parte del agua que se perdía era debido a la evaporación en circunstancias semi-áridas. Esta pérdida de agua provocaba el decrecimiento en la capacidad de transporte haciendo que los materiales más gruesos se sedimentasen en las zonas proximales. Por lo tanto, el tamaño de grano decrece en los canales, mientras que la intensidad y la frecuencia de los depósitos de avenidas en la misma dirección aumentan, dando como resultado depósitos de *sheets* arenosos en las zonas distales. Son abundantes los niveles erosivos, el amalgamamiento de canales y el *bypass* sedimentario, resultando difícil la preservación fluvial en estas zonas. Aparecen paleorrelieves con baja pendiente, lo que hace que cambie el tamaño del *playa-lake* entre los momentos de máxima y mínima extensión de las charcas. Por lo tanto el cinturón de facies está obligado a migrar a otras zonas. Los cambios paleoclimáticos también parecen modificar el ambiente deposicional entre las fases húmedas y secas, como propone Soreghan (1997). Aunque la diagénesis tiene un control importante sobre las modificaciones mineralógicas de estos sistemas (Kasprzyk, 2003) ya que la mayor parte de las evaporitas son secundarios. Los yesos y anhidritas primarios desde los que se generaron los materiales de estudio debieron depositarse en un clima semiárido o árido. Esta afirmación se apoya también en que la presencia de facies clásticas de yesos, comunes en las zonas marginales y en la intensa actividad de los sulfatos en la zona intermedia que es muy amplia. La extensión lateral de los cuerpos evaporíticos es reducida como es típico en estos medios (Schreiber y El-Tabakh, 2000).

La evolución de las secuencias de las formaciones Riofresnos y Valderroman se ha podido dividir en cuatro fases: El principio de la secuencia se produce cuando el *playa-lake* estaba en el nivel más bajo debido a que la aridez era máxima. En la fase 1 se produce un cambio climático entre condiciones más áridas a más húmedas (Fig.4.51.). El incremento en la humedad hace que se produzca un incremento en el caudal y en la incisión y erosión fluvial en las zonas proximales. El sedimento se removiliza con facilidad ya que no presenta una cobertura vegetal importante y los sistemas fluviales progradan sobre la cuenca.

En la fase 2 debido al aporte de agua crece el nivel del *playa-lake* y se genera espacio de acomodación para la agradación de los canales fluviales (Fig.4.51.). Entonces el relieve decrece y se producen cambios en el estilo fluvial; se depositan canales de tipo *sheets* con abundante llanura de inundación intercalada, mientras que en las zonas medias-proximales los canales se hacen más meandriformes. Cuando la parte baja de la cuenca se va inundando, las arenas del sistema fluvial se van retirando. La máxima acomodación permite la preservación de extensas llanuras lutíticas y comienza el desarrollo de paleosuelos. Al centro de la cuenca llegan algunos materiales clásticos (lutitas) y comienzan a depositarse carbonatos.

En la fase 3 se produce un incremento de la aridez cuando la evaporación domina sobre el

aporte de agua (Fig.4.51.). Se produce la bajada del nivel de las charcas, apareciendo carbonatos marginales expuestos para la erosión y el desarrollo de paleosuelos, como los descritos por Reinhardt y Ricken (2000). En la fase árida del ciclo climático, los ríos sufren una significativa pérdida de agua aguas abajo, y esto significa una pérdida en la capacidad de transporte. Los paleosuelos se generan como horizontes incipientes en las llanuras de inundación estables.

La fase 4 se produce en el momento de máxima aridez (Fig.4.51.). Los depósitos de inundación son raros, pero puede haber precipitaciones intensas donde se depositan niveles arenosos finos en distintos pulsos. Los sedimentos más gruesos se depositan en las partes más proximales y posteriormente serán removilizadas en la fase 1.

Estas cuatro fases son similares a las descritas por Hornung y Aigner (2002) para el SW de la cuenca alemana para el Triásico Superior.

Capítulo 5. Paleohidráulica aluvial de los depósitos triásicos

5.1. Introducción y objetivos

Los sistemas aluviales y fluviales han estado siempre unidos a la historia del hombre. Las distintas civilizaciones han realizado importantes obras de ingeniería como acueductos, puentes, etc. El aumento de la población y la necesidad de recursos han conducido a estimar y cuantificar las propiedades hidráulicas, tanto de los ríos actuales como de los depósitos de los ríos antiguos. Las industrias petroleras se han interesado también en la búsqueda de análogos actuales, es decir de medios sedimentarios modernos que sean semejantes a los sistemas antiguos, y a la simulación de estos sistemas en los laboratorios, para una mejor comprensión de los mismos.

La hidráulica general aplica los conceptos de la mecánica de los fluidos y los resultados de experiencias de laboratorio, en la solución de problemas prácticos que tienen que ver con el manejo del agua (Ven te Chow, 1994). Y avanzando un paso más, la hidráulica fluvial combina conceptos de hidrología, hidráulica general, geomorfología y transporte de sedimentos. Estudia el comportamiento hidráulico de los ríos en lo que se refiere a los caudales y niveles medios y extremos, las velocidades de flujo, las variaciones del fondo por erosión y sedimentación y la capacidad de transporte de sedimentos (Fernández Bono *et al.*, 1997).

El sistema fluvial es el resultado del proceso evolutivo (Graf, 1998) de un amplio grupo de elementos (geológicos, hidrológicos, sedimentarios, etc.). Cualquier cambio en estos elementos puede variar y condicionar la morfología y desarrollo del sistema fluvial. Por lo tanto, es de vital importancia conocer los procesos y variaciones en estos elementos para comprender el desarrollo evolutivo del sistema (Martínez, 2001). Para entender el movimiento del agua y el sedimento en los ríos, es necesario describir los procesos que tiene lugar en estos medios de manera precisa, llegando a realizar una representación numérica, en una, dos y tres dimensiones, usando unidades de medida bien definidas.

Muchos de estos trabajos se centran en zonas áridas o semiáridas. Una de las cuestiones de interés y el estudio de estas zonas se debe al desarrollo económico que deriva de la explotación de los recursos naturales. Para realizar una interpretación lo más fiable y comprensible de los depósitos fluviales es necesario una descripción tridimensional de los sistemas y una interpretación cuantitativa de los procesos físicos de la sedimentación.

En este capítulo se aborda la descripción e interpretación paleohidráulica de dos afloramientos de un sistema aluvial antiguo, pertenecientes al Triásico Superior en facies *Keuper*, en la provincia de Soria. El primero se localiza a las afueras del pueblo de Cuevas de Ayllón y el segundo en las proximidades del pueblo de Montejo de Tiermes (Fig. 2.2.). Ambos afloramientos pertenecen al mismo cinturón de sedimentos de origen fluvial, y se encuentran lateralmente separados unos 10 Km. Ello permite hacer un estudio de su evolución vertical y lateral

Para el estudio paleohidráulico es fundamental conocer el tamaño de grano. Con este

fin se han recogido una serie de muestras de roca para realizar los análisis granulométricos. Las muestras necesarias para llevar a cabo este estudio paleohidráulico se han tratado en el Laboratorio de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. En este laboratorio se ha realizado el tratamiento químico y el tamizado y pesado de las muestras, para su posterior estudio granulométrico. En el St. Anthony Falls Laboratory en Minnesota University en Minneapolis (USA), se han efectuado, durante tres estancias breves realizadas entre los años 2003 y 2005, los cálculos de los parámetros hidráulicos. Además se han ejecutado varios experimentos en tanques de simulación, para reproducir las condiciones obtenidas con las fórmulas de hidráulica.

Todos los símbolos y unidades que se utilizan a lo largo de este capítulo han sido explicados al final del mismo, en el punto 5.8. titulado “Notación científica”.

Los objetivos planteados para el estudio de las características paleohidráulicas de los sistemas fluviales del Triásico Superior en el NW de la Cordillera Ibérica son:

(1) Descripción y cálculo de los parámetros paleohidráulicos que caracterizan el sistema, por medio de formulación básica de hidráulica y transporte de fluidos y sedimento de sistemas actuales.

(2) Interpretación de la paleohidráulica de estos materiales, incluyendo las estimaciones cuantitativas calculadas.

(3) Reproducción en el laboratorio de las condiciones hidráulicas obtenidas en el estudio de los parámetros de los afloramientos del Triásico Superior.

(4) Comparación de estos afloramientos con los de laboratorio.

5.2. Breve historia de la hidráulica y antecedentes.

Como ya se ha comentado en la introducción a este capítulo la historia de la hidráulica y del transporte fluvial de sedimentos resulta ser una gran aventura de conocimiento para el hombre, ya que, a lo largo la historia, ha desarrollado su vida en torno a los ríos. Aunque no hay documentos científicos sobre hidráulica anteriores al Renacimiento, hay evidencias de que el hombre ha observado los cursos naturales y ha construido sistemas para canalizar el agua desde el principio de su historia. Son muchas las civilizaciones que han construido grandes obras de ingeniería hidráulica (Graf, 1971, 1984; Martínez, 2001).

En Mesopotamia hay evidencias de una red de canales entre el Tigris y el Éufrates, desarrollada fundamentalmente por Nebuchadnezzar II (604-562 a.c.). Ciudades como Nínive y Babilonia se beneficiaron del sistema de irrigación de estos canales.

Otro ejemplo es la civilización egipcia y la utilización de los recursos del río Nilo. Hay grabados del 3000 a.c., en el reinado de Rey Menes, en los que se habla de la construcción de presas y canales de irrigación para los campos. Durante el reinado de Amenemhet III se realizó un proyecto en el lago Moeris en el cual se almacenaba el agua de la época de lluvias y se distribuía a las distintas ciudades durante la época de sequía.

China es uno de los lugares donde más se ha avanzado en hidráulica fluvial ya que sus ríos se desbordan habitualmente y provocan importantes catástrofes. En la antigüedad, destaca la labor del emperador Yu (2278 a.c.) que ordenó construir en el río Yangtze un sistema de presas y canalizaciones para controlar las avenidas y la cantidad de sedimento.

Los persas construyeron un sistema de canales subterráneos que denominaban Kanats, que cogían el agua de los ríos y acuíferos y la transportaban hasta a 90 Km de distancia.

Pero la historia de la hidrodinámica y la física comenzó en el periodo Helenístico de la civilización griega. La contribución principal de la cultura griega a la hidráulica se basa en la observación de la naturaleza. Destacan los estudios del matemático Arquímedes (288-212 a.c.) con el “Principio hidrostático y de flotación”. Posteriormente, con el auge del imperio romano, se comenzó a dar más importancia a la práctica que a la teoría. Se han encontrado algunos escritos sobre ingeniería, pero en lo que realmente destacaron los romanos fue en la construcción de obras públicas como acueductos y sistemas de alcantarillado en las ciudades.

Durante la Edad Media se produce una interrupción en la evolución de casi todas las ciencias. Solo con el comienzo del Renacimiento, con científicos como Leonardo da Vinci, la hidráulica comenzó a ser una auténtica ciencia. Da Vinci no solo se dedicó a la teoría sino que llegó a realizar algunos experimentos. Intentó formular la “Ley de la continuidad”, donde la distribución de velocidades en un canal es atribuida a la resistencia del muro y del aire. Describió como a profundidades más pequeñas el agua se mueve a más velocidad. Si la profundidad es uniforme, crece la anchura y la velocidad decrece.

A partir del Renacimiento comienzan a fundarse las distintas Escuelas de Hidráulica por toda Europa. El máximo representante de la escuela italiana es Galileo Galilei (1564-1642) que mostró gran interés en el movimiento del agua y fue el creador de la mecánica usando el método inductivo de investigación, centrando sus estudios en la aceleración gravitacional. Castelli (1577-1644), discípulo de Galilei, escribió el primer tratado sobre ríos en 1628, “Della misura delle acque correnti”, donde redescubre el Principio de la Continuidad y afirma que la velocidad del flujo es proporcional a la profundidad. Un discípulo suyo, Torricelli (1608-1647), completa las afirmaciones de su maestro diciendo que la velocidad es proporcional al cuadrado de la profundidad. Los estudios sistemáticos en canales de simulación comentaron con Guglielmini (1655-1710), considerado el padre de la hidráulica fluvial. Escribió dos libros sobre el tema, en los que no solo se hacían observaciones en el laboratorio sino también en el campo. Discutió la importancia de la pendiente y la profundidad del canal en los problemas de erosión y depósito. Además expresó algunas ideas sobre la disminución del tamaño de grano aguas abajo de los cursos fluviales.

En la escuela francesa destaca Dubuat (1734-1809), que fue su fundador. Escribió el tratado “Principes d’hydraulique”, que es considerado el primer tratado de hidráulica fluvial, donde se incluye una parte teórica y una parte experimental. Presenta por primera vez la ecuación de la velocidad para un flujo uniforme basado en los experimentos en tubos y canales abiertos de Bossut (1730-1814). Discute sobre la importancia de la forma del canal y de los distintos materiales y tamaños de grano que lo forman y sobre la sinuosidad de los ríos. Es la primera vez que se habla de las formas de fondo. Asume que las fuerzas de resistencia son proporcionales al cuadrado de la velocidad y que la fuerza de aceleración es un producto de la aceleración de la gravedad por la pendiente (gS) de donde obtiene:

$$\frac{U^2}{m} = gS \quad (1)$$

Pero la contribución más importante de Dubuat se produce en el campo del transporte de sedimento con el concepto de resistencia de corte, que se define como la fuerza que se opone al movimiento de la partícula.

$$F = \frac{AR_r}{S} \quad (2)$$

Chezy (1718-1798) establece una proporcionalidad entre la velocidad del flujo, la pendiente y el radio hidráulico, que dio lugar a la fórmula del flujo uniforme.

$$U = C \sqrt{R_h S} \quad (3)$$

Los trabajos de Dubuat tuvieron un gran éxito, sobre todo en la escuela alemana, donde comienza a estudiarse la distribución de la velocidad y los problemas de erosión.

Entre los matemáticos de esta época destaca Bernoulli que describió el comportamiento de un fluido moviéndose a lo largo de una línea de corriente, conocido como “Principio de Bernoulli”. Lo expuso en su obra “Hidrodinámica” de 1738. Este principio expresa que en un

fluido perfecto, sin viscosidad ni rozamiento, circulando por un conducto cerrado, la energía que posee el fluido permanece constante a lo largo del recorrido. Aunque este principio lleva el nombre de Bernoulli fue expuesto por primera vez por Euler.

$$\frac{U^2}{2g} + y + \frac{P}{\rho g} = \text{constante} \quad (4)$$

Ya en el siglo XIX, los estudios se centran en caracterizar los distintos tipos de transporte. Destaca Hagen (1797-1884), profesor y escritor, que describe en su libros como "...los granos más pequeños podían permanecer un tiempo en suspensión debido al movimiento interno del agua, mientras que los grano mayores se depositaban en el fondo...". Weisbach (1806-1871) es el primero en proponer una ecuación de resistencia para canales abiertos.

$$h = \xi \frac{IP}{F} \frac{C^2}{2g} \quad (5)$$

Dupoit (1804-1866) es el primero que establece una teoría sobre cuáles son los mecanismos del movimiento en suspensión y afirma que el modo de transporte a lo largo de la interfaz agua-sedimento es debido a arrastre o tracción.

Dubois (1847-1924) formuló el Principio de Arrastre. Determina el transporte del material usando la profundidad y la pendiente del canal, sin incluir en los cálculos la velocidad. Es el primero en dar una expresión cualitativa para el transporte como carga de fondo.

$$q = \chi F' (F' - F_0) \quad (6)$$

Al final del siglo XIX comienza una nueva etapa en la hidráulica fluvial con la construcción de laboratorios especializados en el estudio de sistemas naturales. El primero de estos laboratorios fue construido por Engel en Dresde (Alemania) al que siguieron otros por toda Europa.

Además de Bernoulli, hay que destacar las figuras de otros matemáticos como Reynolds y Froude. Reynolds (1842-1912), en 1873, definió el denominado Número de Reynolds. Introdujo la viscosidad como un parámetro que marcaba el límite entre el flujo laminar y turbulento, al realizar experimentos con un flujo a través de tubos de experimentación. Froude (1810-1879) definió el conocido como Número de Froude. Este parámetro es la relación entre las fuerzas de inercia y de gravedad, que separa los regímenes de flujo supercríticos y subcríticos.

Durante el siglo XX se produce un gran avance en todas las ramas de los estudios hidráulicos. De la mano de Plandtl (1875-1953), comienza una nueva ciencia, la mecánica de fluidos. Plandtl caracterizó la convección relacionando inversamente la viscosidad y la difusividad del fluido.

Sin duda lo más destacado desde el siglo XX hasta la actualidad es el importante desarrollo de laboratorios de hidráulica en las universidades de todo el mundo, donde se realiza

la mayor parte de la investigación en los distintos campos de esta ciencia. Estos laboratorios destacan por tener un carácter interdisciplinar. En ellos se trabaja en ingeniería, mecánica de fluidos, geofísica, biología, geología, petróleo, medio ambiente, etc.... Su finalidad principal es la de investigar en conocimientos básicos, beneficiar a la sociedad con investigación aplicada y divulgar los conocimientos (<http://www.safl.umn.edu>). Entre todos los laboratorios existentes destacan el de la Universidad de Utrecht y el de la Universidad de Minnesota, en este último se dispone de tanques de simulación que recrean, entre otros factores, la subsidencia. Estos tanques de simulación son los llamados Eurotank y Jurassic Tank, respectivamente. Se trabaja en procesos sedimentarios e hidráulicos a distintas escalas, transporte fluvial y oceánico, flujos granulares y dinámica de cuencas sedimentarias, entre otros.

Aunque son muchos los investigadores destacados en estos campos de la hidráulica, destacaremos entre los trabajos y autores de los siglos XX y XXI los siguientes:

En primer lugar destaca la figura de Exner, investigador austriaco de principios del siglo XX, que se interesó por la formación de dunas en los ríos (Exner, 1920 y 1925), explicando la tendencia de las dunas a migrar aguas abajo y a ser asimétricas. En el curso de su investigación estudió varios estados de conservación del sedimento de fondo, lo que dio lugar a la “Ecuación de Exner”. También hizo una importante contribución a la dinámica de formas no lineal en una dimensión. Fue el primer científico en trabajar en problemas morfodinámicos de manera cuantitativa. Afirma que si en un tramo del canal entra más sedimento del que sale, la elevación de la base del canal en ese tramo crece.

$$\text{Ecuación de Exner} \quad (1 - \lambda_p) \frac{\sqrt{h}}{\sqrt{t}} = \frac{\sqrt{q_w}}{\sqrt{x}} \quad (7)$$

Han sido muchos los autores que han seguido los trabajos de Exner y han continuado con el estudio de las formas de fondo en dos dimensiones, destacando los trabajos de Engelund (1970), Engelund y Fredsoe (1982), Smith (1970), Fredsoe (1974), Julien (1998), Parker *et al.* (2000). Paola *et al.* (1989) experimentan con regímenes de alta energía. En el estudio de las formas de fondo hay que destacar a Southard y colaboradores, quienes han centrado su investigación en la profundidad, velocidad, tamaño de grano y los posibles campos de estabilidad de las distintas formas de fondo. Sus trabajos más destacados son Southard (1971), Boguchwal y Southard (1990 a y b), Southard y Boguchwal (1990), Southard (1991). También destacan en este campo los trabajos de Van Den Berg y Van Gelder (1993).

El estudio de la velocidad de caída o sedimentación de la partícula ha sido desarrollado por diversos autores después de Stokes, que introdujo este parámetro. Dietrich (1982) fue la primera en publicar un trabajo en el que se establece la relación de la velocidad de sedimentación de la partícula con el tamaño y forma de los granos. Esto supone un importante avance, ya que hasta el momento solo se había trabajado con partículas esféricas. Otros autores han desarrollado trabajado en este campo mejorando y ampliando la formulación existente, como es el caso de Cheng (1997), Cheng y Chiew (1999), Jiménez y Madsen (2003).

Respecto al estudio de la dinámica y los procesos fluviales podemos subrayar los

trabajos de Schumm (1985) quien trabaja en las características morfológicas e hidráulicas de los ríos para su aplicación en el control de los mismos. En el campo de los estudios cuantitativos o semicuantitativos de sistemas fluviales, tanto actuales como antiguos, destacan los trabajos de Bridge y Leeder (1979), Bridge y Diemer (1983), Bridge (1993), Bridge (2003) y Lunt *et al.* (2004). En el desarrollo teórico de modelos de transporte de sedimentos son esenciales los trabajos de Bridge y Bennet (1992), Bridge y Mackey (1993). También resulta interesante la contribución al estudio de los sistemas fluviales de Best, sobre todo de los de tipo *Braided* (Best y Bristow, 1993; Best, 2005). En el campo de la investigación de sistemas fluviales en tanques de simulación hay que resaltar los trabajos de Murray y Paola (1994), Paola y Seal (1995 a), Catania y Paola (2001), Paola *et al.* (2001), Heller *et al.* (2001), Postman, (2003); Strong *et al.* (2005), Postman *et al.* (2005). Entre los trabajos en los que se aplican los parámetros hidráulicos en canales de abanicos aluviales destacan Whipple *et al.* (1998), Parker *et al.* (1998 a y b), Paola *et al.* (1999) y Gibling (2006).

El estudio, tanto teórico como experimental, de la geometría de canales y barras para su aplicación en obras hidráulicas ha sido retomado por Julien y Wargadalam (1995) y Hassan (2005). Este último estudia las características de las barras de grava en canales efímeros del desierto. Marti y Bezzola (2005) estudian los ríos *braided* de gravas confinados y generan un modelo hidráulico. Gibling (2006) continúa con el estudio de los canales según sus parámetros de profundidad, anchura y la relación anchura profundidad. Recurriendo al estudio de estos tres parámetros diferencia distintos tipos de canales y de rellenos de valle.

La movilidad de los canales en la llanura de inundación ha generado importantes líneas de investigación como las llevadas a cabo por Bryant *et al.* (1995) que hacen un estudio experimental de la frecuencia con la que se producen las avulsiones y cuál es su tasa de depósito. Heller y Paola (1996) describen los cambios en la arquitectura sedimentaria desde zonas aguas arriba de los canales hacia aguas abajo de los mismos. Kraus y Wells (1999) y Mohrig *et al.* (2000) proponen las características y procesos principales para identificar los depósitos de avulsión en sedimentos antiguos. Törnqvist y Bridge (2002) describen las características de las avulsiones en ríos actuales. Jones *et al.* (2004) describen los mecanismos autocíclicos de avulsión en cuenca aluviales, poniendo como ejemplo el Paleoceno de Wyoming. Jones y Hajek (2007) propone nuevos criterios para identificar las avulsiones en depósitos aluviales antiguos.

El tipo de sistema fluvial se va a ver condicionado en gran medida por el clima y la vegetación. Sobre este tema trabajan autores como Gram y Paola (2001), Murray y Paola (2003) y Tal *et al.* (2004).

El estudio de la influencia del tamaño de grano ha tenido gran relevancia para el comienzo de muchas líneas de investigación. El interés en este parámetro es debido a que es una de las primeras características que podemos obtener de un río. El patrón de división de tamaños de grano fue desarrollado por Udden (1898, 1914) y Wentworth (1922). Krumbein (1934) modificó este esquema de tamaño de grano expresándolo en la escala Phi (ϕ). La primera clasificación del tamaño de partículas por proporcionalidad de distintos materiales fue expuesta por Folk (1954). La caracterización numérica y estadística de la distribución de las partículas más usada fue desarrollada por Folk y Ward (1957). Algunos investigadores, como Mason y Folk (1958), Friedman (1979) y Gale (1984) han utilizado los parámetros de esta caracterización numérica,

como la desviación estándar inclusiva, la asimetría y la media, para determinar ambientes deposicionales. En los últimos años destacan los trabajos de Paola y Seal (1995b), Ferguson y Paola (1997), Ibbeken *et al.* (1998), Dade y Friend (1998), Rice y Church (1998), Blair y McPherson (1999) y Dade (2000).

En el estudio de los distintos tipos de transporte destacan los trabajos de Rouse (1937), que estudió el transporte en suspensión. Enunció la conocida como “Ecuación de Rouse”, que predice que la concentración en suspensión decrece continua y suavemente con la distancia al fondo. Otros autores han continuado con sus trabajos como Coleman (1981), Parker y Coleman (1986) o McLean (1992) corrigiendo y completando el estudio. Todos ellos han trabajado en el efecto de la suspensión en el perfil de velocidad de flujo y en la viscosidad, la influencia de la alta concentración de sedimento en la velocidad de caída de la partícula, etc.

Dyer y Soulsby (1988) estudian el transporte de arenas en llanuras arenosas, destacando el transporte en suspensión y el de fondo. Wilcock *et al.* (2001) investigan el transporte mixto de arena y grava, distinguiendo las proporciones de ambos tamaños de grano en estudios realizados en canales de experimentación. Bravo-Espinosa *et al.* (2003) estudian el transporte de fondo en canales aluviales evaluando las ecuaciones existentes hasta el momento, como por ejemplo la de Exner, al igual que Schmeeckle y Nelson (2003) usando condiciones de límite dinámicas. Araffin y Talib (2005) estudian los modelos de transporte de sedimento en los sistemas fluviales del S de Malasia. Friend y Dade (2005) estudian los modos de transporte en función de los patrones de tamaños de grano. Comparan los resultados de su formulación con los obtenidos para sedimentos recientes (río Allt Dubhaig en Escocia) y antiguos (Devónico de Groenlandia). Kleinhans (2005) estudia, en una canal de experimentación, los procesos que generan el transporte de carga de fondo en depósitos de arenas con gravas. Además compara los datos obtenidos con las formas de fondo del Rhin. Ryan *et al.* (2005) estudian el transporte en ríos de montaña en Estados Unidos. Villard *et al.* (2005) estiman la velocidad del lecho arenoso en canales de arena mediante perfiles de Doppler acústico. Estos autores asumen que unos de los parámetros determinantes para estimar la carga de fondo es la velocidad del lecho. Esto les permite crear un modelo del movimiento de la carga de fondo y comparar las medidas tomadas en varios ríos. Meunier *et al.* (2006) estudian las características del flujo y el transporte de sedimentos en ríos *braided* de los Alpes franceses y crean un modelo hidráulico del sistema. Meunier y Métivier (2000) investigan el transporte de sedimento en corrientes *braided* a pequeña escala, utilizando los parámetros de tamaño de grano, caudal de agua y caudal de sedimento.

Respecto al estudio de la forma y evolución de las cuencas deposicionales, que comenzó a desarrollarse con los trabajos de Sloss (1962), destacan los trabajos de los siguientes autores: Paola, en el 2000, construye un modelo cuantitativo estratigráfico del relleno de las cuencas sedimentarias que supone un importante avance en este tema, Marr *et al.* (2000) introducen los modelos de difusión del sedimento en el estudio de cuencas cerradas; Nanson *et al.* (2002) estudian los ríos de zonas áridas en cuanto a su hidráulica y geometría, desarrollando un modelo de cuenca sedimentaria para estas zonas. Sheets *et al.* (2002) presentan un modelo de cuenca aluvial experimental generada en un tanque con subsidencia. Comparan su modelo con afloramientos de distintos materiales y edades. Gawthorpe *et al.* (2003) desarrollan un modelo numérico de las secuencias deposicionales en labio hundido de un *rift*. Best (2005) aborda el estudio, tanto en el campo como en el laboratorio, de la cinética, tipología y

significado de las dunas relacionadas con macroturbulencias. Afirma que la generación de estas macroturbulencias se debe al desarrollo de una capa de corte en la parte alta de la duna. Utiliza imágenes de la velocidad de las partículas (PIV) para realizar los estudios de laboratorio. Strong *et al.* (2005) desarrollan un nuevo modelo de arquitectura aluvial. Afirman que la arquitectura sedimentaria es la principal característica que controla el curso aluvial. La metodología consiste en la realización de un experimento en un tanque con subsidencia y en el desarrollo de una formulación para calcular el balance de masa en las distintas secciones del sistema. Paola *et al.* (2010) realizan un estudio crítico sobre la utilidad de los modelos cuantitativos para los estudios sedimentológicos y geomorfológicos y fiabilidad de los datos obtenidos para poder ser comparados con la realidad.

El estudio y la modelización de cuencas como posibles almacenes tanto de agua como de petróleo es uno de los objetivos principales en muchos trabajos de hidráulica. En este punto destacan trabajos como los de Moreton *et al.* (2002) enfocados al análisis de los parámetros de conductividad, permeabilidad y tamaño de grano. Comparan los resultados obtenidos en el laboratorio, con afloramientos de varias edades; Casabianca *et al.* (2002) estudiando bordes de cuenca Cretácicos. Keogh *et al.* (2005) realizan una modelización en 3D para el estudio de un almacén fluvial en Noruega.

Uno de los temas de más actualidad es la respuesta aluvial a los cambios en la tectónica, el clima y en la línea de costa. Entre los trabajos más destacados cabe señalar los de Nemec y Kazanci (1999) y Blum y Törnqvist (2000), para depósitos coluviales. Ethridge *et al.* (2005) recrean en el laboratorio la repuesta a los cambios en el nivel del mar de un sistema fluvial cercano a la línea de costa. En el experimento se recrean valles y ríos donde se estudian tanto la morfología como la estratigrafía y la propiedades hidráulicas del sistema. Siiro *et al.* (2005) diferencian ambientes deposicionales usando los parámetros de distribución del tamaño de grano en los sedimentos costeros. Comparan dos afloramientos pertenecientes al Cretácico de la Fm McMurray y al Mioceno de la Fm Pebas. Para determinar el tamaño de grano usan difracción laser. Leclair y Blom (2005) analizan cuantitativamente la disposición de dunas en el fondo y las características asociadas a depósitos de dunas. Los valores de tensión de corte y la selección vertical son los factores primordiales en el desarrollo de la altura de las formas del fondo. Kim *et al.* (2006) estudian, numéricamente, la respuesta de la línea de costa a los procesos autigénicos de erosión, transporte y sedimentación de sedimentos en el sistema fluvial. Harvey (2007) estudia la respuesta tres canales fluviales de alta sinuosidad, encajados en roca, en el SE de España, a un rápido proceso de encajamiento, debido a la tectónica, las capturas fluviales y las variaciones en el nivel del mar. Martín *et al.* (2009) estudian las variaciones en secuencias estratigráficas en un tanque de simulación al cambiar las condiciones de subsidencia y de nivel de base.

De gran importancia para este estudio por su similitud son los trabajos sobre estratigrafía e hidráulica aplicadas a los sedimentos antiguos. Cabe destacar los trabajos de Padgett y Ehrlich (1976) que estudian las propiedades hidráulicas de los depósitos fluviales del Carbonífero en el sur de Marruecos. Heller y Paola (1989) trabajan con gravas del Cretácico Inferior intentando reconstruir los procesos que las originaron mediante la descripción de parámetros hidráulicos. Dreyer (1993) estudia la arquitectura fluvial y efectúa un análisis cuantitativo en los depósitos efímeros del Paleógeno de la cuenca de Tresp-Gras, centrándose en las variaciones de los

canales en función de los parámetros de anchura y profundidad. Burns *et al.* (1997) trabajan en las secuencias eocenas deltaicas en Monserrat, relacionando los cambios en sus secuencias con los procesos hidráulicos que las producen. Bridge *et al.* (2000) hacen un estudio de geometría, litofacies, distribución espacial y estudio del tamaño de grano en unos cuerpos de areniscas fluviales del Cretácico. Pérez-Arlucea *et al.* (2000) realizan una reconstrucción del Río Grande plio-pleistoceno. Bhattacharya y Tye (2005) trabajan en la búsqueda de análogos para la Fm Areniscas de Ferrón, del Cretácico, caracterizándola tanto estratigráfica como hidráulicamente. Krapf *et al.* (2005) estudian la morfología, estratigrafía y las propiedades hidráulicas del abanico Koigab, en Namibia.

5.3. Metodología.

En este apartado se describen los pasos, métodos y programas informáticos utilizados para el desarrollo del estudio paleohidráulico de los depósitos triásicos en facies *Keuper* de la zona estudiada. El desarrollo de este trabajo (Fig. 5.3.) se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), el St. Anthony Falls Laboratory en la Universidad de Minnesota (EEUU), donde se realizaron varias estancias breves y una parte importante del trabajo de laboratorio, que se completó en el Laboratorio de Estratigrafía, realizando los análisis y experimentos necesarios. Por último, el trabajo de gabinete se ha realizado en el Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM).

El objetivo principal de este trabajo es la caracterización paleohidráulica de los sistemas fluviales antiguos que se desarrollaban en el área de estudio. El trabajo se ha centrado en dos afloramientos del Triásico en facies *Keuper* (Fig. 5.1.), situados a las afueras de Cuevas de Ayllón (CUG) y en las proximidades de Montejo de Tiermes (MTG). Se localizan en la provincia de Soria, separados unos 10 Km y presentan las mismas características y procesos sedimentarios. Estos afloramientos han sido elegidos por sus condiciones excepcionales. La hipótesis de partida es que ambos afloramientos pertenecieron al mismo sistema aluvial. Por último, presentan gran cantidad de estructuras sedimentarias sobre las que se puede obtener información de diferentes parámetros, como paleocorrientes o medidas de las formas. Permiten, además, recoger el importante volumen de muestra necesario para nuestro experimento.

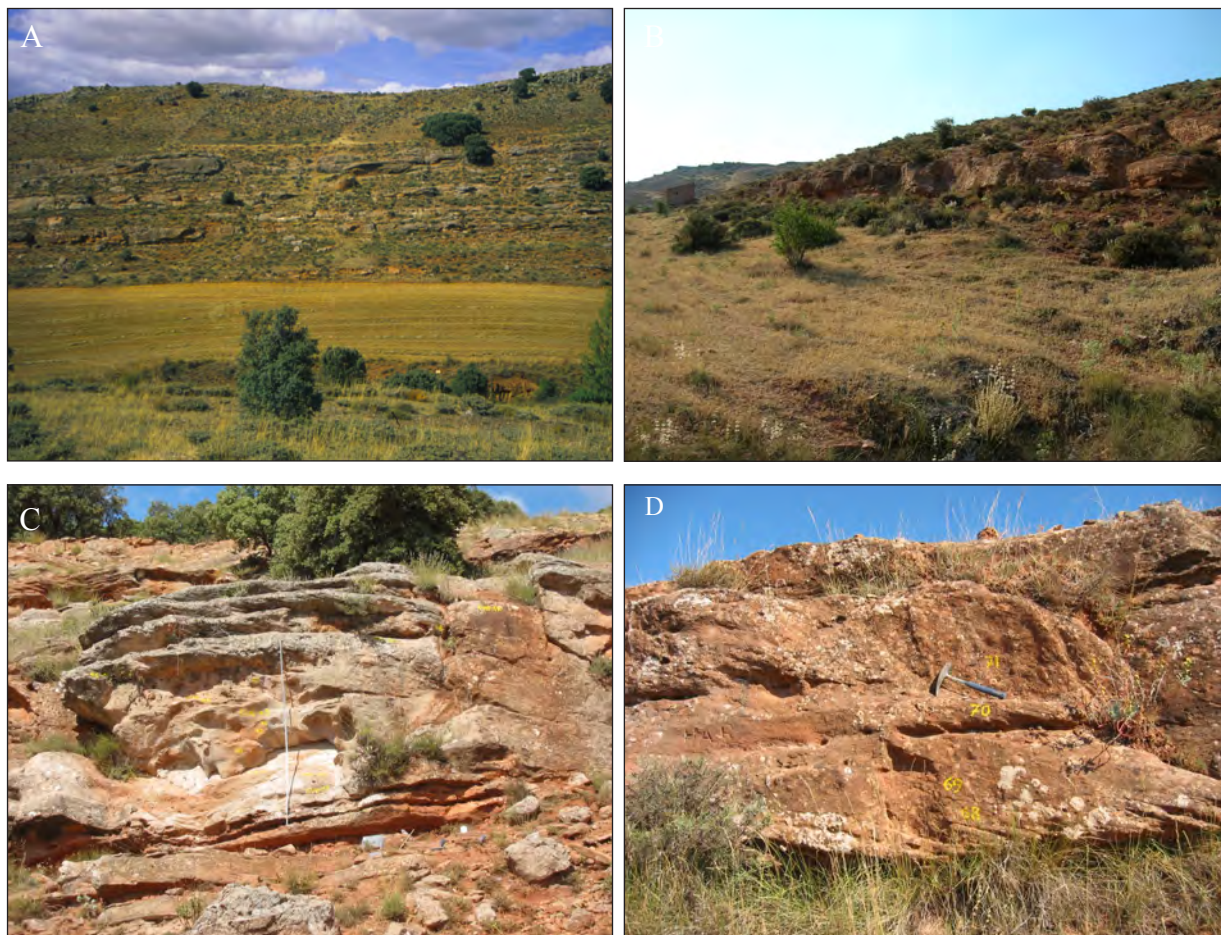


Fig.5.1. Fotografías del aspecto de los afloramientos de Cuevas de Ayllón (a y c) y Montejo de Tiermes (b y d) donde se ha realizado el estudio paleohidráulico.

La metodología podemos dividirla en tres epígrafes que se exponen a continuación:

5.3.1.- Trabajo de campo

Tras realizar un estudio minucioso de los distintos afloramientos de la zona, su reconocimiento en fotografía aérea y sus características estratigráficas y sedimentológicas, se decidió utilizar los dos afloramientos a los que se hace referencia en el apartado anterior. Es importante destacar que los cortes en los que se ha realizado el estudio no son, seguramente, totalmente perpendiculares a la dirección media de la corriente. Por lo tanto los valores de algunos parámetros, como la anchura de los cuerpos, son aparentes. El trabajo de campo en estos afloramientos ha consistido en:

- Las observaciones, tanto de detalle como generales, de ambos afloramientos donde se realizó el muestreo. Además se revisaron las zonas próximas para la mejora de la planificación y el desarrollo del trabajo.

- La recogida de muestras seleccionadas para su estudio en el laboratorio (Fig. 5.2.). Para los análisis granulométricos se recogieron un total de 200 muestras con un mínimo de 500 g de peso cada una. El volumen de las muestras se justifica por la pérdida de la misma durante el tratamiento químico en el laboratorio.

- Las mediciones de diferentes parámetros físicos en los puntos donde se había recogido cada muestra. Estas medidas se tomaron en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada planar o de surco. Los parámetros medidos fueron paleocorrientes, altura de las formas, etc. También se midió la extensión lateral de los cuerpos en niveles interpretados como canales, *sheet*, etc., donde por sus características podía medirse este parámetro.

- La toma de fotografías de campo de los puntos donde se recogieron las 200 muestras. También se han realizado fotografías de otros puntos de interés para la realización de este trabajo.

5.3.2.- Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio se ha llevado a cabo en el Laboratorio de Estratigrafía, donde se ha realizado el tratamiento químico, tamizado y pesado de las muestras para su posterior estudio granulométrico. En el St. Anthony Falls Laboratory se han realizado los cálculos de los parámetros hidráulicos y se han llevado a cabo experimentos en tanques de simulación para reproducir las condiciones obtenidas con las fórmulas de hidráulica.

El primer paso ha consistido en realizar las granulometrías (Fig. 5.2.). En la fig. 5.2.b. se muestra el formulario que se ha confeccionado para realizar los análisis granulométricos en el laboratorio. El tratamiento de las muestras requiere un procesado químico de las 200 muestras con el fin de obtener los granos limpios. Se ha utilizado agua oxigenada (H_2O_2) en caliente para la neutralización de la materia orgánica, ácido clorhídrico (HCl) al 50% en frío para eliminar los cementos de carbonato, pirofosfato sódico ($Na_4O_7P_2$) en caliente para la disgregación de las lutitas y ácido oxálico (HO_2CCO_2H) en caliente para la neutralización del Fe. Después de someter la muestra a cada uno de los reactivos se lava con agua destilada.



Fig. 5.2.a. Metodología utilizada en la realización de granulometrías. A) Reactivos utilizados durante el proceso químico. B) Campana con vasos de muestras atacados por ácido clorhídrico (en primer plano) y ácido oxálico (en el baño de calor). C) Tamizadora con los tamices utilizados. D) Peso utilizados.

Una vez terminado el tratamiento químico de las muestras se secan en estufa. Cuando las muestras están secas se procede al tamizado de las mismas. Se introduce cada muestra en la tamizadora Fritsch Analysette, la cual se han colocado 8 tamices, incluido el plato, que abarca los tamaños arena, desde los 2,00 mm a los 0,063 mm. Se tamiza cada muestra durante 20 minutos. Se han tomado fotografías de lupa de las distintas fracciones de arena resultantes tras el tamizado de las muestras.

Durante el periodo de estancia en el St. Anthony Falls Laboratory se aprendieron los protocolos y el manejo de los principales equipos que se usan en investigación hidráulica. Se ha trabajado con las réplicas de los sedimentos (*peels*) de uno de los experimentos del *Jurassic Tank* de 1999. En estas réplicas se han medido parámetros como la altura de las formas y la longitud de los cuerpos. Por último se han realizado los cálculos de sus parámetros hidráulicos, para compararlas con los afloramientos del *Keuper*. Partiendo de las muestras obtenidas en el campo

se han calculado los parámetros hidráulicos. Una vez obtenidos los resultados cuantitativos con los datos recogidos en los afloramientos, se ha intentado reproducir las mismas condiciones en una sencilla simulación en un canal de experimentación. Las características de este canal son las siguientes: Su longitud es de 4 m y su anchura de 20 cm. Tanto su pendiente como la cantidad de caudal que entra en el canal pueden ser modificados. El experimento se realizó varias veces con distintos valores de estos parámetros para cada tamaño de grano de los obtenidos en nuestros afloramientos. Se determinaron los parámetros hidráulicos y se tomaron fotografías y video.

5.3.3.- Trabajo de gabinete

Esta fase del trabajo se ha realizado en el Departamento de Geodinámica. Un primer paso consistió en la revisión bibliográfica que ha sido de gran importancia. Se ha desarrollado a lo largo de todas las etapas del trabajo y ha consistido en la recopilación y lectura de aquellos trabajos referidos a hidráulica general, hidráulica fluvial, hidráulica básica aplicada a la geología y artículos de estudios hidráulicos de afloramientos antiguos y como aplicarlos a estratigrafía y sedimentología.

En gabinete se han tratado también los datos obtenidos para su posterior recopilación en esta memoria. Se han realizado los cálculos hidráulicos en hojas de cálculo. Las unidades para los parámetros calculados se ofrecen en el Sistema Internacional de medida. Otros parámetros son adimensionales. Para la mayoría de los parámetros dimensionales obtenidos se han calculado también los valores adimensionales de los mismos. Esto permite trabajar con parámetros normalizados de más fácil manejo y comprensión en términos hidráulicos. Al trabajar con los números adimensionales además se pueden comprimir todas las variables presentes en un problema y reducir su número, con la ventaja de que como estos números son independientes del sistema de unidades son más universales.

GRANULOMETRÍAS	
Dpto. Estratigrafía, CSIC-UCM	

MUESTRA		E. DE RECOGIDA	
LOCALIZACIÓN	PROVINCIA	E. COMIENZO PROCESO	
CLASIFICACIÓN		E. FIN PROCESO	

Proceso Químico					
HCl			Pirofosfato	Oxálico	Secado
Alta	Media	Baja			
Obs:			Obs:	Obs:	Obs:

PESO TRAS PROCESO QUIMICO		PESO TRAS TAMIZADO	
(gr)	(%)	(gr)	(%)

TAMIZADO												
8			4	3	2		1	0		-1	-5	-9
Químico			Arcillas	Limos	Arenas					Gravas	Cantos	Bloques
					Muy fina	Fina	Media	Gruesa	Muy gruesa			
0,0039			0,063	0,125	0,250	0,500	1,0	2,0		256		
512 mm												
Peso (%)												
Peso (gr)												
Observaciones de Tamizado												

INDICES GRANULOMETRICOS	
Tamaño Gráfico Promedio: $\mu_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	Desviación estándar inclusiva: $\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} - \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$
Grado de asimetría: $sk_i = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	Curtosis: $k_g = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2(2.44(\phi_{75} - \phi_{25}))}$
Índice de Trask: $S_0 = \theta(D_{75} / D_{25})$	

Fig. 5.2.b. Ficha de laboratorio para la preparación de granulometrías.

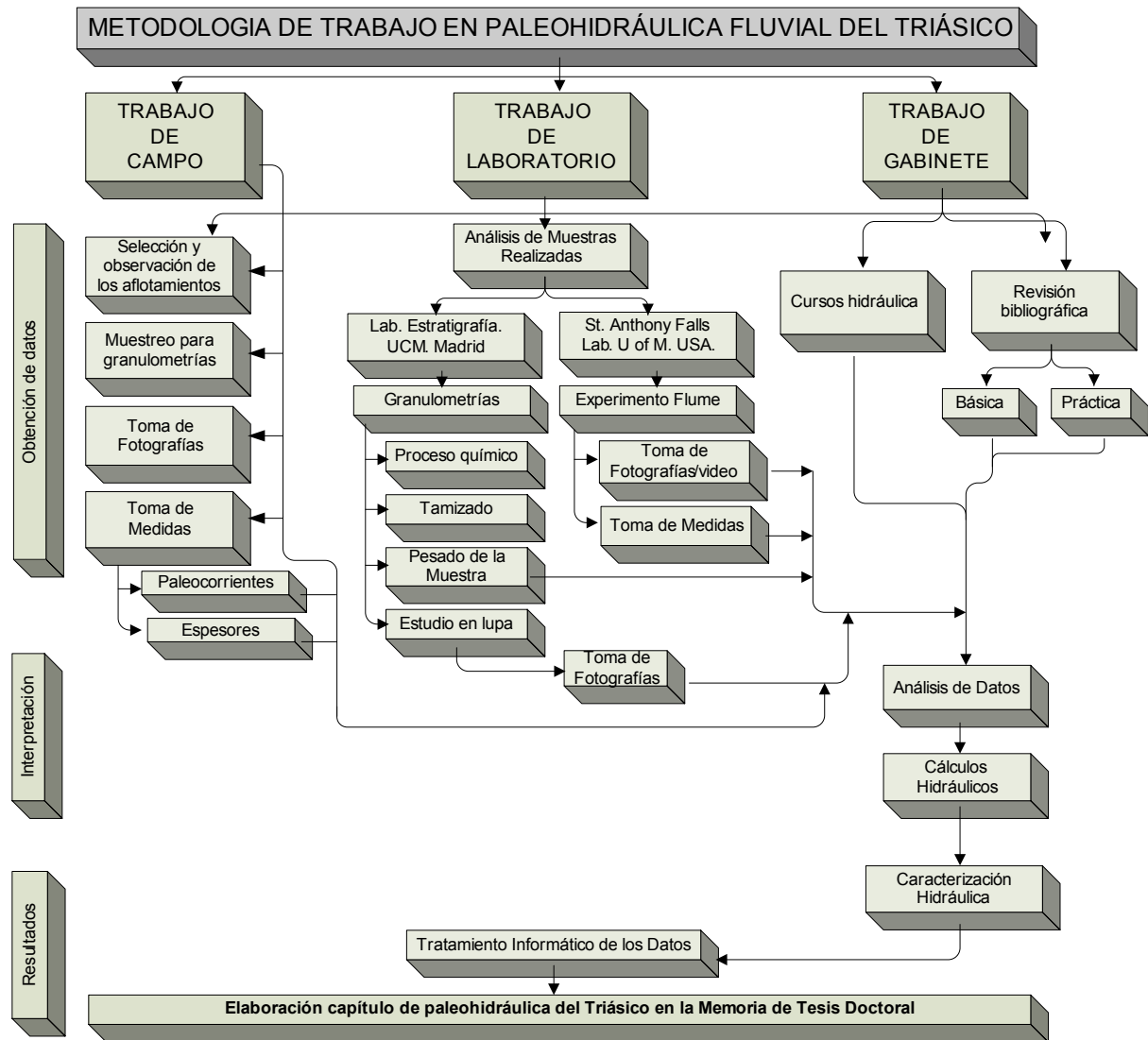


Fig. 5.3. Esquema de la metodología utilizada para la realización de este capítulo.

5.4. Variables y caracterización hidráulica.

5.4.1. Introducción

El estudio cuantitativo de las propiedades hidráulicas de los sistemas fluviales se ha centrado de manera prioritaria, para un gran número de investigadores, en los sistemas actuales y en la comprensión de los procesos que los generan. También en sedimentos fluviales antiguos es de gran importancia el estudio hidráulico para comprender los procesos que dieron lugar a los distintos depósitos y para la reconstrucción de la evolución de la cuenca. Entre los investigadores que han realizado análisis cualitativos de las propiedades paleohidráulicas destacan Cotter (1971); Baker (1974); Kochel y Baker (1982); Gardner (1983); Steer y Abbott (1984); Williams (1984a), Williams (1984b), Benito *et al.* (1998), Rico *et al.* (2001). Dentro del campo de la estratigrafía, estos estudios se han desarrollado más lentamente probablemente porque algunos de los parámetros paleohidráulicos no son obvios ni fáciles de calcular con los datos que pueden obtenerse de los sedimentos. En los últimos años se ha avanzado en esta disciplina con importante aportes como los realizados por Bridge y Diemer (1983), Heller y Paola, 1989; Bridge *et al.* (2000), Bridge (2003), Bhattacharya y Tye (2005).

En este apartado se describen y caracterizan las propiedades paleohidráulicas obtenidas para el sistema fluvial del Triásico Superior del borde de cuenca NW de la Cordillera Ibérica. Como se ha mencionado en los capítulos anteriores se han considerado tres estilos fluviales en los afloramientos que se utilizan para este estudio. En este capítulo se han denominado Fluvial I, Fluvial II y Fluvial III.

A continuación se explican los procesos de obtención de cada parámetro calculado, desde la obtención de datos en el campo hasta los cálculos de laboratorio. Las tablas con los datos originales calculados de todos los parámetros descritos a continuación se encuentran el anexo II: Tablas de datos paleohidráulicos.

5.4.2. Datos de campo

Para poder calcular los parámetros hidráulicos se parte de datos que se pudieran de obtener en el campo. Estos datos son fundamentalmente tamaño de grano, las paleocorrientes y las dimensiones de los cuerpos (anchura, profundidad...) y de las estructuras.

5.4.2.1. Características de los granos

En este apartado se van a analizar las características principales de los granos desde el punto de vista paleohidráulico. Estas características pueden resumirse principalmente en la forma (esfericidad y redondez), el tamaño de los granos y la distribución granulométrica.

La forma de los granos es muy difícil de definir, debido a la irregularidad de los mismos. Un condicionante importante de la forma de los clastos es su forma original que a su vez depende de la roca madre y otros factores como diaclasado, etc. El transporte sedimentario produce el desgaste de los clastos, con la destrucción progresiva de aristas y vértices, en su tendencia a alcanzar una configuración de mínima superficie para un volumen dado, que corresponde a una esfera. A pesar de esta tendencia general hacia la forma esférica, con frecuencia no se alcanza ese estadio final teórico, fundamentalmente debido al condicionamiento que representa la forma primitiva del clasto. Así se suelen tomar como estadios finales además de la esfera, el disco, el cilindro y la lámina. Idealmente, la forma de los clastos debe ser estudiada en forma tridimensional, sin embargo existen métodos que permiten trabajar en el plano, y son aplicables, por ejemplo, al estudio de láminas delgadas.

La forma de los granos ha sido estudiada por autores como Zingg (1935), Krumbein (1941), Cailleux (1952), Powers (1953), Sneed y Folk (1958), Roux (2002) y Roux (2004). Los trabajos realizados por estos autores se centran en el estudio tridimensional de los granos, definiendo sus tres ejes y varios índices como el de aplanamiento y achatamiento.

La esfericidad se define como el grado en que un elemento clástico se aproxima en su forma a una esfera. Wadell (1932) propone que la esfericidad puede definirse como la razón entre la superficie del clasto y la de una esfera de igual volumen que aquel. Como es muy difícil definir la superficie de un clasto, el mismo autor propone una definición más práctica, expresada por la razón entre el diámetro de una esfera de igual volumen que el clasto y el diámetro de la esfera mínima que circunscribe al clasto (generalmente es el diámetro mayor).

El índice de Krumbein (1941) es definido en función de la relación entre los ejes (Fig. 5.4.):

$$K = (bc/a^2)^n \quad n = 1/3.$$

La redondez se refiere como grado de angularidad que presentan aristas y vértices de un clasto. La redondez no corresponde a un concepto de forma como la esfericidad, sino de configuración del clasto que tiende a la forma superficial esférica como estado final. Como medidas cualitativas se han propuesto varios índices y grados de redondez.

En este trabajo se ha realizado una determinación gráfica de la forma y la redondez (Fig. 5.4.) según Powers (1953). Las determinaciones de la forma, esfericidad y redondez resultan frecuentemente muy complicadas, especialmente cuando se trata de materiales de pequeño tamaño. En este estudio se ha optado por la construcción de gráficos y cuadros expresando las siluetas de diferentes clastos. En la figura 5.4 se muestran los gráficos que se han usado para determinar los parámetros.

Según Blatt *et al.* (1980) la evolución del tamaño y de la forma del grano en los sedimentos está relacionado con cuatro factores principales:

- 1- Naturaleza de la roca madre.
- 2- Naturaleza e intensidad de la meteorización.
- 3- Corrosión química y mecanismos de abrasión durante el transporte sedimentario.
- 4- Selección hidráulica durante el transporte y depósito.

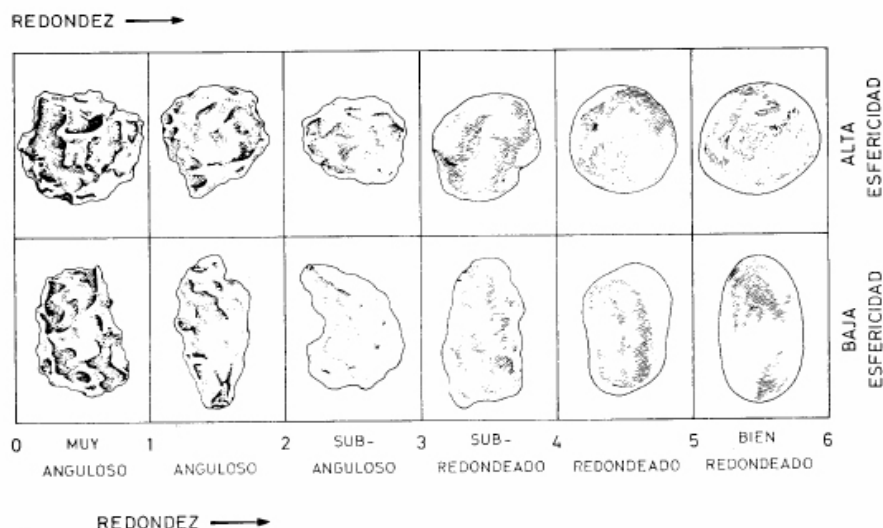


Fig. 5.4. Evolución de la esfericidad y la redondez. Tomado de Powers (1953).

En general se puede decir que la forma es heredada (según la definición y determinación de Zingg, (1935), aunque en cierto modo debe evolucionar, puesto que en un estadio hipotético final todos los clastos serían esféricos. Tamaño, esfericidad y redondez son caracteres evolutivos, es decir, cambiantes a lo largo del tiempo de transporte, y evolucionan según una ley log-normal. Cuanto más intenso es el transporte y más tiempo dura, mayor será la madurez textural, es decir mayor será la redondez y la esfericidad, y menor el tamaño.

Los resultados obtenidos para los parámetros de forma de los granos pueden verse en el epígrafe 5.5.2.1.1.

Tanto el tamaño de grano como su distribución se consideran propiedades físicas básicas de los materiales. Han sido muchos los autores que han investigado en estas características. Cabe destacar los trabajos de Udden (1898, 1914), Wentworth (1922), Krumbein (1934), Mason y Folk (1958), Friedman (1979), Gale (1984). En los últimos años sobresalen los trabajos de Paola y Seal (1995b), Ferguson y Paola (1997), Ibbeken *et al.* (1998), Dade y Friend (1998), Rice y Church (1998), Blair y McPherson (1999) y Dade (2000).

La forma de trabajar para la obtención de estos parámetros ha sido la siguiente:

- 1- Para el estudio granulométrico se realizó un muestreo al azar a lo largo de cada

afloramiento a estudiar. Se recogieron un total de 100 muestras por afloramiento. Se trataron 100 gramos de cada muestra en el laboratorio con la finalidad de limpiarlas. Una vez que las muestras estaban limpias y secas se procedió a su tamizado y posterior pesado. El aspecto que presenta las muestras tras su tratamiento puede verse en las figuras 5.7. y 5.8. Con los datos obtenidos se ha realizado el cálculo de las distintas fracciones. Se han presentado en escala de D (mm) y en la escala $\phi = \log_2(D)$. Los tamaños diferenciados han sido D_{50} , D_{10} , D_{16} , D_{25} , D_{50} , D_{75} , D_{84} , D_{90} , D_{95} y esas mismas divisiones en la escala ϕ .

2- Después de la obtención de la distintas fracciones se ha procedido al análisis de la distribución y los parámetros granulométricos descritos por (Folk y Ward, 1957; Folk, 1966 y Folk, 1974). Los parámetros analizados son:

- Tamaño Gráfico Promedio: Muestra $\mu_z = \frac{(\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})}{3}$ (8)

-

- Desviación estándar inclusiva: $\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} - \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$ (9)

- Grado de asimetría: $sk_i = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$ (10)

- Curtosis: $k_g = \frac{(\phi_{95} - \phi_5)}{2(2.44(\phi_{75} - \phi_{25}))}$ (11)

3- Por último se ha calculado el Índice de Trask: para corroborar los valores de la desviación estándar siguiendo la fórmula: $S_0 = \theta(D_{75} / D_{25})$ (12) y el Índice de Krumbein:

$$K = \frac{D_{75} + D_{25} - 2D_{50}}{2} \quad (13)$$

También se han realizado los cálculos para el diámetro medio y la desviación estándar media y geométrica, que pueden verse en la tabla 5.1. y 5.2. y en el anexo II.

El tamaño de grano del sedimento se expresa o es equivalente al tamaño gráfico promedio. Los factores que controlan este tamaño pueden ser: granulometría de la roca original, tipo y longitud y tiempo del transporte, tipo y energía del ambiente de sedimentación.

El significado de las variables de desviación estándar e Índice de Trask indican la forma en la que se distribuyen los individuos de una población alrededor de tamaño medio. Estos valores informan de la selección de los granos, que depende en gran medida del tiempo de transporte que ha sufrido el sedimento y su extensión.

Según Folk y Ward (1957) si $\sigma_i > 0,35$ = muy bien seleccionado

0,35 a 0,50 = bien seleccionado

- 0,50 a 1 = moderadamente seleccionado
- 1,00 a 2,00 = pobremente seleccionado
- 2,00 a 4,00 = muy pobremente
- > 4,00 = extremadamente mal seleccionado

Según Trask (1930 y 1932) si $S_o = 1$ = sedimento perfectamente seleccionado

$S_o < 2,5$ = sedimento bien seleccionado

$S_o < 3$ = sedimento medianamente seleccionado

$S_o < 4,5$ = sedimento mal seleccionado

Según Folk y Ward (1957) el grado de asimetría es una medida independiente de la selección e indica predominio de una población respecto a otra. La asimetría es una variable que relaciona la separación de los extremos (colas) de la población con la media. De esta forma existen dos tipos de asimetría según exista un exceso de partículas gruesas (asimetría negativa) o finas (asimetría positiva). Cuando la muestra tiene un predominio de fracciones finas, la asimetría tendrá valores positivos o mayores de 1 según la fórmula usada. Si predominan las fracciones gruesas, será negativos o menores de 1. Las muestras fuertemente asimétricas son el resultado de la mezcla de ambientes sedimentarios o de diferentes áreas madre. El estudio del grado y sentido de asimetría de una curva de frecuencia, permite inferir que tipo de granulometría, es la dominante y cuál es la subordinada en un determinado sedimento.

La curtosis es una comparación entre la dispersión de la parte central y la dispersión de los extremos de la curva de frecuencia. Según Folk y Ward (1957):

$K_g < 0,67$ = muy platicúrtica

$0,67 - 0,90$ = platicúrtica

$0,90 - 1,11$ = mesocúrtica

$1,11 - 1,50$ = leptocúrtica

$1,50 - 3,00$ = muy leptocúrtica

$> 3,00$ = extremadamente leptocúrtica

Los resultados obtenidos (Tabla 5.1. y 5.2.) para cada uno de los tres fluviales pueden resumirse en los dos afloramientos. Se describen en el apartado de resultados: 5.5.2.1.2.

5.4.2.2. Dimensiones de los cuerpos

Tras el análisis sedimentológico y con la ayuda de montajes fotográficos se seleccionaron distintos cuerpos de roca interpretados como correspondientes al cinturón de canales. En estos cuerpos se habían muestreado previamente y obtenido las medidas de paleocorrientes.

Una de las formas más habituales en las que se preservan estos depósitos fluviales en los materiales de estudio es el relleno de canales con secuencias granodecrecientes. En estas formas se han medido los espesores y las anchuras aparentes de los canales. Las mediciones que se toman en estos cuerpos son aparentes debido a la preservación y compactación de los mismos. Estos cuerpos pueden estar incompletos, sobre todo en su parte superior, debido a posibles erosiones y removilizaciones de un canal por otro, siendo imposible la obtención de esta información (Paola y Mohrig, 1996). Es común realizar la estimación de la paleoprofundidad de los canales por medio de los cálculos de descompactación. Otro método con el que se puede estimar la paleoprofundidad es usar la relación entre la altura de la forma y su relación con la lámina de agua (Bridge, 1997; Leclair y Bridge, 2001). En este trabajo se han usado directamente las medidas de profundidad preservada medida en el campo ya que, como demostraron Paola y Borgman (1991) el error en el uso de la medida de paleoprofundidad preservada puede despreciarse al usar los tratamientos y argumentos estadísticos. Estos autores muestran como para canales *braided* actuales la fracción preservada mínima esperada para el canal se encuentra en un rango entre el 60 y 70 %. Además el uso de la paleoprofundidad basada en la potencia preservada no conduce a importantes infraestimaciones en la verdadera profundidad. Es importante destacar que al usar formas lenticulares preservadas, los valores que se deben utilizar de paleoprofundidad son las potencias medias y no las máximas.

La anchura de los cuerpos se ha medido en el campo ayudándose de fotomontajes del afloramiento. También en esta ocasión se ha operado con los valores preservados. Además se tiene que tener en cuenta que no se ha medido exactamente en la perpendicular del canal. Al haber obtenido un importante número de medidas se tiende a minimizar los efectos de ambos problemas, aunque los valores de estos parámetros son aparentes.

Tanto la paleoprofundidad como la anchura de los cuerpos se expresan en m. Los resultados obtenidos para ambos parámetros se exponen en el apartado 5.5.2.3.

5.4.2.3. Datos asumidos para la realización de los cálculos.

Para la realización de los cálculos es necesario asumir una serie de valores ya definidos. Estos parámetros son los valores de viscosidad, gravedad, densidad del agua, densidad de los materiales, en este caso cuarzo, y tensión de corte adimensional (Parker, 2005).

- Para la viscosidad se ha empleado un valor de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ que es el que presenta el agua a 20 grados Celsius.
- Se asume un valor para la gravedad de $9,81 \text{ ms}^{-2}$.
- Se toma un valor para la densidad del agua de $1,0 \text{ g/cm}^3$.
- Se asume como material fundamental el cuarzo, hasta en un 90%. La densidad del

material o peso específico para el cuarzo sería de 2,65 g/cm³. En este estudio se ha trabajado con el peso específico relativo, que es la relación entre el peso específico del sedimento y el del agua. Para los materiales con los que se trabajan este valor es de 1,65.

- Se trabaja con arenas de tamaño medio fino. La tensión de corte adimensional para arenas de este tamaño se ha asumido en un rango de valores entre 1 a 1,5 (Marr *et al.*, 2000; Parker *et al.*, 1998).

Las tablas con las variables hidráulicas medias desarrolladas en este trabajo son la tabla 5.4. y 5.5.

5.4.3. Variables calculadas

5.4.3.1. Estimación de la paleopendiente y la tensión de corte.

Para el cálculo de la paleopendiente se ha utilizado el método desarrollado por Paola y Morig (1996) adaptado para utilizarlo en materiales de tamaño arena. Este método puede aplicarse si nuestros materiales cumplen unas características básicas:

- 1) El flujo debe ser cuasi-estable.
- 2) Los márgenes del canal deben ser no cohesivos.
- 3) El nivel debe estar libre de formas de fondo o ser muy minoritarias. La posible presencia de fondo plano de alta energía no parece afectar negativamente a los resultados de la pendiente.
- 4) El transporte de sedimentos de fondo debería de estar presente.

Si los márgenes del canal son o no cohesivos y si el estrato está casi libre de formas de fondo pueden ser comprobados en el campo. Es más difícil verificar cuál es la importancia de la carga de fondo en el sistema fluvial. La aparición de imbricación de cantos podría ser un criterio de ello, pero no es necesariamente una evidencia y, además, esta característica podría no reconocerse en clastos demasiado redondeados. Se tendrían que realizar los cálculos de las tensiones de corte para poder tener un criterio objetivo.

Una vez que se han determinado la paleopropundidad y el tamaño de grano por separado y se han determinado las medias, es posible calcular una pendiente para cada una de las muestras. Se emplean también los valores de la tensión de corte (τ_0) y de la tensión crítica de Shields (τ_{0c}). La ecuación para calcular la paleopendiente se obtiene de combinar las siguientes fórmulas:

$$\tau_0 = \rho g h S \quad (14)$$

$$\tau_0 = (1 + \varepsilon) \tau_{0c} \quad (15)$$

$$\tau_{0c} = \tau_{*c} \rho g (s-1) D_{50} \quad (16)$$

donde τ_0 es la tensión de corte, ρ es la densidad del fluido, g es la aceleración de la gravedad, h es la paleopropundidad del canal, S es la paleopendiente, τ_{0c} es la tensión crítica de Shields, s es la gravedad específica, D_{50} es el diámetro medio de grano, ε es un valor teórico de 0,2. La tensión crítica de Shields se mantiene constante si el movimiento inicial ocurre bajo condiciones de flujo hidráulicamente rugoso, para condiciones de tamaño de grano grueso. Vamos a asumir que sucede lo mismo con las arenas.

El punto principal en el que se basa el método es que la tasa de transporte τ_0/τ_{0c} debe mantenerse cercano a 1, ya que esto significaría que la tensión de corte y la tensión crítica son similares. La presencia de estratificación cruzada de dunas podría mostrar una tasa de transporte aproximada a 1.

Combinando las ecuaciones (14), (15) y (16) obtenemos una paleopendiente estimada (S_{est}):

$$S_{est} = \frac{(1 + \varepsilon)(s-1)\tau_{*c}(D_{50})}{(h)} \quad (17)$$

La tensión de corte adimensional es:

$$\tau_* = \tau_{*c} + \varepsilon \quad (18)$$

Si asumimos que nuestro valor de tensión de corte adimensional (τ_*) para las arenas sería de 1 a 1.5 y se mantiene constante, entonces la paleopendiente podría calcularse de la siguiente manera:

$$S_{est} = \frac{(s-1) \tau_* (D_{50})}{(h)} \quad (19)$$

Con esta metodología se asume un flujo uniforme, por lo tanto la pendiente del fondo del canal y la pendiente de la línea de energía es la misma.

Como habitualmente se usa la pendiente en grados, se han transformado los datos adimensionales obtenidos anteriormente, para que sea más fácil de entender. Esta transformación se realiza de la siguiente manera:

$$\arctan(S_{est}) = \frac{\text{rad} * 180^\circ}{\pi}$$

Los resultados obtenidos para la variable de la paleopendiente se muestran en el apartado

5.5.3.1.

Hay que señalar qué se entiende por tensión o esfuerzo de corte. El inicio del movimiento y el transporte del sedimento deben depender al menos de la tensión de corte de borde (τ_*), de la densidad del fluido y el sedimento y del tamaño de grano. Este valor de tensión de corte se ha utilizado para el cálculo de la pendiente con un valor entre 1 y 1,5, como parámetro fijo del modelo para tamaño de grano arena. Viene definido por el número de Shields:

$$\tau^* = \frac{t_0}{(s-1)\rho g D_{50}} \quad (20)$$

Despejando τ_0 en esta fórmula obtenemos un valor de tensión de corte dimensional para cada uno de las muestras estudiadas. Esta tensión de corte dimensional se define como la fuerza actuante, la fuerza unitaria que ejerce el flujo sobre el fondo y se le llama también cizallante. Esta tensión es igual a la fuerza de fricción del fondo actuando en un flujo por unidad de longitud. Este término es una simplificación que permite incluir la velocidad media en los cálculos. Otra manera de definir la tensión de corte es que consiste en la medida de la fuerza de corte por unidad de área en el punto donde el flujo ejerce presión sobre el sólido. Actualmente no puede ser determinado de manera empírica o directa (Dyer, 1988; De Vries, 2002). Los resultados obtenidos para este parámetro se muestran en el apartado 5.5.3.1.

5.4.3.2. Estimación de las distintas velocidades

La distribución de velocidades de un flujo uniforme y newtoniano a lo largo de un canal se distribuye según el esquema que se muestra en la (Fig.5.5.). En la base del canal la velocidad (U) es cero y se incrementa rápidamente hacia la superficie libre. El perfil de velocidad es logarítmico. La velocidad media en un flujo estable depende en general del tres variables, x, y z, y se define como flujo en tres dimensiones. Para un canal rectangular con la base y los muros lisos presentaría una distribución como la mostrada en la Fig. 5.5. Todas las velocidades descritas en este trabajo se han medido en m/s.

Para realizar la estimación de la paleovelocidad del flujo de los canales de la zona de estudio se ha utilizado un diagrama tamaño de grano-profundidad-velocidad de flujo (Fig. 5.16). Southard en 1971 comenzó a realizar este tipo de gráficos. Posteriormente fueron modificados por otros autores como Engelund, (1982); Southard y Boguchwal, (1990) y Southard (1991), para poder incluir diferentes tamaños de grano con el que se trabaja en este estudio. Este gráfico se muestra en la figura 5.10. y 5.11. Este tipo de diagramas aporta gran información ya que permite hacer una estimación a partir de los parámetros de tamaño de grano, velocidad media y forma de fondo, inferir un valor para algunos de las otras variables y estimar la transición entre las formas de flujo. Estos resultados obtenidos en las figuras 5.10. y 5.11. serán discutidos en el punto 5.5.3.2.

La velocidad de caída o acomodación de la partícula es una variable de gran importancia en el estudio de la interacción flujo-sedimento. Se define como la velocidad con la que cae una partícula sólida (sedimento) en una masa fluida ilimitada y en reposo. Esta velocidad varía con el tiempo. Al iniciarse la caída de una partícula su movimiento es acelerado y depende no solo de las características propias de la partícula, sino también de las del fluido y la aceleración de la gravedad (g). Las propiedades que determinan la caída de la partícula son el tamaño de grano, la forma y la densidad del grano y a la viscosidad y densidad del fluido. Su importancia radica en que condiciona la capacidad de arrastre del río e indirectamente la forma del lecho (Martínez, 2001). Las partículas naturales tienden a tener bajas velocidades de caída por: 1) que el área de la sección tiende a ser perpendicular a la trayectoria de transporte; 2) la separación del flujo es más probable que ocurra en partículas no esféricas y 3) las partículas obloides deben rotar siguiendo una trayectoria de bamboleo.

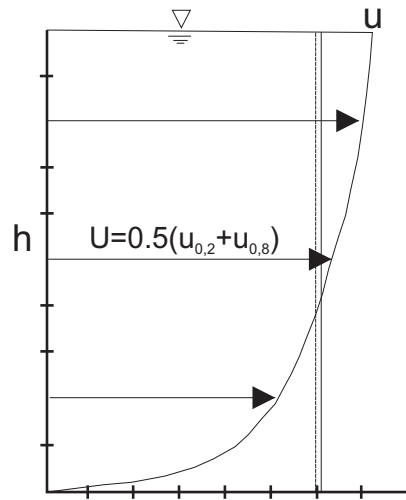


Fig. 5. 5. Distribución de velocidad y velocidad media de un flujo.

La forma tradicional de calcular la velocidad para partículas esféricas es:

$$\omega_s = \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \frac{g}{Cf/2} - \frac{V}{A}} \quad (21)$$

Dietrich (1982) en su trabajo sobre la velocidad de caída en granos que no son esféricos, como ocurre en la naturaleza, sugiere otra manera de calcular la velocidad de caída. Propone el uso de las variables adimensionales (W_* , D_*) que indican la velocidad y el tamaño de grano. Ambos están en función del Número de Reynolds de partícula y del coeficiente de fricción. Estas variables se describirán posteriormente en los epígrafes 5.5.3.2.

$$W_* = \frac{4}{3} \frac{Re_*}{Cf} = \frac{\rho \omega_s^3}{(\rho_s - \rho) g \nu} \quad (22)$$

$$D_* = \frac{3}{4} \frac{Cf Re_*^2}{Cf Re_*^2} = \frac{(\rho_s - \rho) g}{\rho \nu^2} D_3 \quad (23)$$

Con esta modificación los sedimentos naturales se ven mejor representados. A partir de los trabajos de Dietrich (1982), otros autores han desarrollado investigaciones sobre este parámetro y su influencia en los ambientes de sedimentación. Entre estos investigadores

destacan Van der Berg (1993); Cheng (1997); Jiménez (2003); Nikora (2004) y Parker (2005).

Por último se ha calculado la velocidad de corte. Esta velocidad es la relación entre el esfuerzo de corte sobre el fondo y la densidad del fluido. Puede ser definida como la medida de la velocidad de flujo muy cerca del fondo, en la subcapa viscosa. Esta velocidad viene dada por:

$$U_* = \sqrt{\tau_0} = \sqrt{C_f U} \quad (24)$$

Los resultados obtenidos para esta velocidad están descritos en el apartado 5.5.3.2.

5.4.3.3. Estimación del régimen de flujo.

Las características de los movimientos de los fluidos condicionan en gran parte el transporte (Martínez, 2001). Existen dos grandes tipos de regímenes de flujo según varía la energía del medio: el flujo laminar y el flujo turbulento. Estos dos regímenes pueden variar por la energía del medio, la topografía del cauce, las características del flujo (viscosidad, densidad, temperatura) y por la carga sólida que transporta el fluido (Graf, 1998). El flujo es laminar si las fuerzas viscosas son más intensas comparadas con las fuerzas de inercia. La viscosidad juega un papel importante para determinar el comportamiento del flujo. En flujo laminar, las partículas del fluido parecen moverse estratificadas, de manera que se trasladan en láminas paralelas sin mezclarse. El flujo es turbulento si las fuerzas viscosas son débiles comparadas con las fuerzas de inercia. En el flujo turbulento, las partículas del fluido se mueven en recorridos irregulares y caóticos. Las trayectorias de las partículas se encuentran formando pequeños remolinos. Entre los estados laminar y turbulento de la corriente, hay un estado mixto o estado de transición. Para identificar el régimen de flujo en un tramo de una corriente necesitamos calcular el número de Froude y el número de Reynolds.

El número de Reynolds es una variable adimensional que expresa la relación entre las fuerzas de inercia y las de viscosidad, donde

$$Re = \frac{Uh}{\mu} \quad (25)$$

Cuando se calcula el valor del número de Reynolds se pueden diferenciar los distintos regímenes de flujo: laminar, en transición y turbulento.

- $Re < 500$: el flujo es laminar.
- $500 < Re < 2000$: El flujo está en transición.

- $Re > 2000$: el flujo es turbulento.

El número de Froude (Fr) es una relación adimensional entre fuerzas de inercia y de gravedad, donde

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gh}} \quad (26)$$

Dependiendo de los resultados obtenidos en el cálculo de estos parámetros se puede describir el flujo como:

- Si el número de Froude es mayor a la unidad ($F > 1$), el flujo se denomina supercrítico o rápido. En este estado las fuerzas inerciales se vuelven dominantes; el flujo tiene una alta velocidad y se describe como muy rápido (Chow, 1994).

- Si el número de Froude es menor a la unidad ($F < 1$), el flujo se denomina subcrítico o lento. En este caso las fuerzas gravitacionales son muy intensas y por lo tanto la velocidad es baja. Este caso es habitual en condiciones aluviales.

- Si el número de Froude es igual a la unidad ($F = 1$), el flujo se denomina crítico. Es un estado teórico en corrientes naturales y representa el punto de transición entre los regímenes subcrítico y supercrítico

En el apartado 5.5.3.3. se calculan los valores del número de Froude y el número de Reynolds a partir de las muestras de roca de la zona de estudio.

5.4.3.4. Coeficientes de resistencia o fricción

El movimiento relativo de un flujo respecto a un límite sólido presenta una resistencia al movimiento debida a la acción de varios tipos de fuerzas de fricción (tensión, presión...). Esta fuerza de fricción está en función de la densidad, la velocidad y el coeficiente de fricción (Chen, 2003). Este coeficiente de fricción es un parámetro que mide las características de la cantidad de fricción dinámica causada por el fluido y es adimensional. Viene dado por:

$$C_f = \frac{\tau_0}{\rho U^2} \quad (27)$$

Otra forma de representar la fricción es el calculado por Chezy y que lleva su nombre.

Este coeficiente presenta unas unidades de $m^{1/2}/s$. Se formula como:

$$C_z = \frac{U}{U_*} = C_f^{-1/2} \quad (28)$$

En el apartado se exponen cuales son los valores obtenidos para las muestras de estudio 5.5.3.4.

5.4.3.5. Mecanismos de transporte de sedimentos y caracterización de las formas de fondo.

En este apartado se sintetizan las diversas maneras que tiene una partícula de moverse en un fluido. El transporte total de sedimentos por un flujo acuoso se define como la cantidad de sólidos que pasa a través de una sección transversal del curso del canal. Los sedimentos pueden moverse con varios tipos de transporte, dependiendo de los distintos mecanismos físicos con los que se muevan (Fig. 5.6.). Como ya es sabido este transporte puede ser (Graf, 1998):

- Carga de fondo: Se produce cuando la partícula permanece en contacto con el fondo. Las partículas pueden desplazarse por arrastre, rotación y saltación corta. Este tipo de transporte suelen realizarlo partículas grandes.
- Carga en suspensión: Se produce cuando la partícula permanece ocasionalmente en contacto con el fondo. Las partículas se desplazan realizando salto más o menos largos. Este tipo de transporte suelen realizarlo partículas pequeñas, aunque según las condiciones del medio, también pueden estar en suspensión partículas de mayor tamaño.
- Carga en suspensión + carga de fondo: Se produce cuando las partículas permanecen más o menos en contacto continuo con el fondo.
- Carga de lavado (*wash load*): Se produce cuando las partículas no están casi nunca en contacto con el fondo.

Es importante el estudio del transporte de sedimentos ya que este controla el desarrollo de las formas de fondo y la naturaleza de la erosión y el depósito (Sun, 2000; Wilcock, 2001). Los granos con diámetros de aproximadamente 0,1 mm, como es el caso de este trabajo, generalmente pueden encontrarse formando parte tanto de la carga de fondo como de la carga en suspensión. Por medio del cálculo del número de Reynolds de partícula comparado con el espesor de la subcapa viscosa, que se define posteriormente en este mismo epígrafe, se ha intentado averiguar cuál es el tipo de transporte principal para los tamaños de grano medio dentro de nuestros afloramientos para los tres estilos fluviales. El número de Reynolds de partícula es adimensional y se calcula por medio de:

$$Re_* = \frac{U_* D_{50}}{\mu} \quad (29)$$

donde Re_* es el número de Reynolds de partícula, U_* es la velocidad de fricción, D_{50} es el diámetro medio de grano y μ es la viscosidad. Al número de Reynolds de partícula también se le conoce como “Índice de inestabilidad”. Hay que tener cuidado para no confundirlo con el número de Reynolds (Re). Los valores de este número varían de la siguiente manera (Andrew, 1994, Yang, 2007):

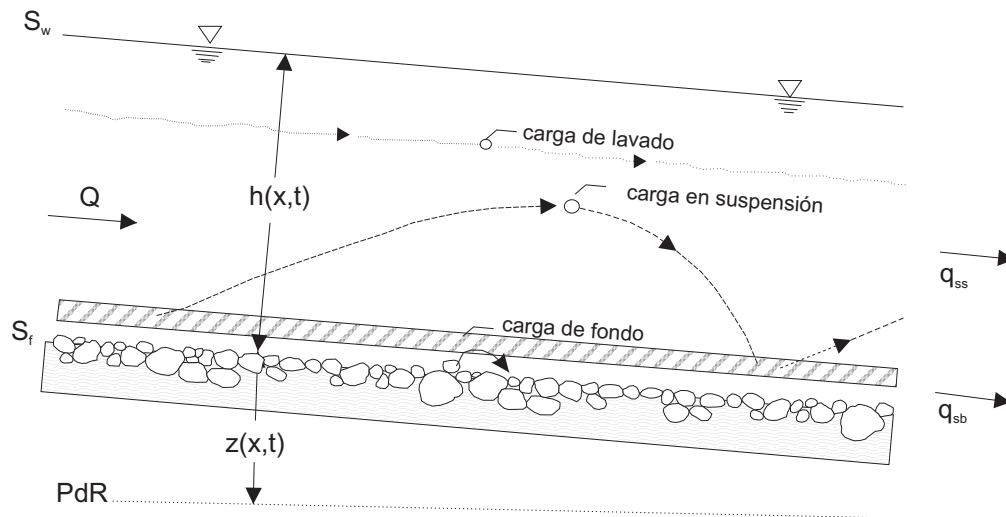


Fig. 5.6. Esquema de los tipos de transporte

- Si esta variable es menor de 7 el fondo es hidráulicamente liso.
- Si se encuentra entre 7 y 70 el fondo está en transición.
- Si es superior a 70 el fondo se comporta como rugoso.

Otro factor a considerar es la denominada subcapa viscosa. Es una delgada capa cerca del contacto entre el fondo y el fluido donde la tensión de corte y la formación de turbulencias están suprimidas. Esta variable tiene unidades de longitud (m). Las medidas experimentales muestran que el cálculo del espesor de la subcapa viscosa (δ) viene dado por:

$$\delta = 11.5 \frac{\mu}{U_*} \quad (30)$$

Relacionando el tamaño de grano y el espesor de la subcapa viscosa podemos estimar cómo era el lecho del canal. El límite entre fondo liso y fondo en transición viene dado por la relación $d/\delta < 1$. Si el fondo es liso la subcapa viscosa se encuentra casi a la misma altura o muy por encima del tamaño de los granos y por lo tanto el fondo no presenta rugosidad. (Fig. 5.7.). Si el fondo es rugoso el tamaño de grano es mucho mayor que la subcapa viscosa.

La figura 5.17. muestra la relación tamaño de grano-profundidad-velocidad de flujo, Southard en 1971 comenzó a realizar este tipo de gráficos. Otros diagramas muy utilizados para estimar las formas de fondo son los que relacionan la profundidad del canal con la velocidad (Fig. 5.23.) y los que relacionan el número de Froude con el coeficiente de fricción y de Chezy (Fig. 5.24.)

Se ha utilizado el diagrama de Shields (Shields, 1936 y Parker, 2006) para obtener el tipo de transporte para los tamaños medios de la distribución dentro de cada estilo fluvial (Fig. 5.25). Este diagrama muestra los límites entre no movimiento, transporte de fondo y transporte en suspensión. Como se ve en la figura, en este diagrama se relacionan el número de Reynolds de partícula (Re_*) (Índice de inestabilidad) y la tensión de corte adimensional o d borde (τ_*). Como resultado de proyectar los datos en el gráfico de Shields se ha obtenido que los valores promedio de estudio se encuentran dentro del el campo de transporte en suspensión y escaso transporte de fondo.

Otro parámetro por medio del cual se puede caracterizar el tipo de transporte en sistemas fluviales es el número de Rouse (Rouse, 1937). Esta variable representa la tasa entre la velocidad de caída de la partícula (ω_s) y la velocidad de corte (U_*) (Dyer, 1988; Dade y Friend, 1998; Cheng y Chiew, 1999). Esto quiere decir que cuantifica la tasa de caída de la partícula contra la fuerza de la turbulencia que actúa para mantener esta partícula en suspensión. El número de Rouse (#) es adimensional y viene dado por:

$$\# = \frac{\omega_s}{\kappa U_*} \quad (31)$$

siendo $\kappa = 0,4$ (constante de Von Karman. Si # es mayor de 3, el modo dominante de transporte es la carga de fondo. Si está entre 3 y 0,3 el tipo de transporte es mixto, hasta el 50% de la carga puede estar en suspensión. Y si es inferior a 0,3 el transporte predominante suspensión. En este último caso menos del 20% de la carga sería de fondo (Friend y Dade, 2005).

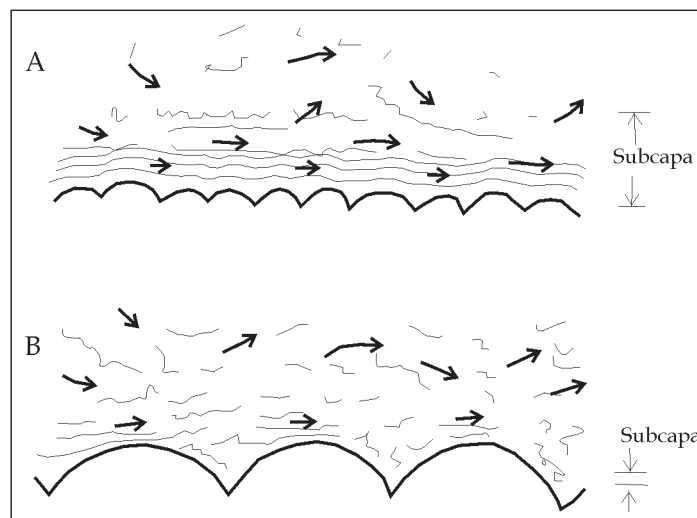


Fig. 5.7. Diferencia entre un fondo hidráulicamente liso (A) y rugoso (B).

La comparación del ratio del tamaño de grano-profundidad y la pendiente permite estimar el tipo de transporte correspondiente a las distintas muestras estudiadas (Friend y Dide, 2005). En ambos afloramientos, las muestras se encontrarían dentro del campo de la carga en suspensión o mixta (Fig. 5.27.).

En el apartado 5.5.3.5. se exponen cuales son los valores obtenidos para los parámetros de transporte y formas de fondo.

5.4.3.6. Estimación del paleocaudal y la paleocarga de sedimentos

Caudal es la cantidad de fluido que avanza en una unidad de tiempo. Junto con el agua, el sistema transporta sedimentos que han sido erosionados en cabecera. Se han calculado el caudal líquido y la tasa o caudal de sedimento, para las secciones triásicas estudiadas.

El cálculo del caudal de sedimento adimensional se ha obtenido por medio de la relación de transporte de Engelund y Hansen, (1967):

$$q_s^* = \frac{0.05}{C_f} (\tau_*)^{5/2} \quad (32)$$

donde q_s^* es una variable adimensional y representa la carga de sedimento. Depende del coeficiente de fricción (C_f) y de la tensión de corte adimensional (τ_*).

Una vez obtenido el valor de q_s^* se puede calcular el valor de la carga de sedimento dimensional o de Einstein (q_s) se usa la siguiente fórmula:

$$q_s^* = \frac{q_s}{\sqrt{(g(s-1) D_{50}) D_{50}}} \quad (33)$$

q_s se interpretaría como la tasa de transporte del volumen de sedimentos por unidad de anchura. Las unidades de la carga de sedimento son de m^3/s .

Tanto el caudal total por unidad de anchura (q_w), en m^2/s , como el caudal total adimensional (q_w^*) vienen definidos por:

$$q_w = UH \quad (34)$$

$$q_w^* = \frac{UH}{\sqrt{\delta} D_{50}} D^2 \quad (35)$$

Por lo tanto, el caudal total de agua viene dada en función de la velocidad (U), la profundidad del canal (H) y la anchura del canal (B):

$$Q = UHB \quad (36)$$

Las unidades del caudal total están en m³/s. En el apartado 5.5.3.6. se exponen los resultados obtenidos para los distintos caudales calculados.

5.4.3.7. Potencia hidráulica o fluvial (*stream power*)

La potencia hidráulica es la cantidad de trabajo (gasto de energía) que hace un flujo contra el fondo y las paredes del cauce. Viene dado por la ecuación (Baker y Costa, 1987; Costa y O'Connor, 1995):

$$\Omega = (\rho g)QS \quad (37)$$

Donde Ω es la potencia hidráulica (J/s), ρ es la densidad del agua (1000 kg/m³), g es la aceleración de la gravedad (9.8 m/s²), Q es el caudal total (m³/s) y S es la pendiente del canal (m/m).

La potencia hidráulica específica se refiere a la medida de la tasa de gasto de energía por unidad de área del canal. Viene dado por la ecuación:

$$\omega = \frac{(\rho g)QS}{w} \quad (38)$$

w

Donde ω es la potencia hidráulica específica (W/m²) y w es la anchura del canal (m).

La potencia hidráulica se aplica en la dinámica de sistemas fluviales para conocer en la medida en que están actuando las fuerzas de acción (que incrementan la degradación) y se relaciona con el umbral crítico (Baker y Costa, 1987) mediante el cociente entre potencia fluvial (degradación) y potencia de resistencia (agradación). Se utiliza en los modelos de evolución del paisaje y de incisión fluvial. También se usa en relación con la migración del canal y el estudio del transporte de sedimentos. Está intrínsecamente asociado a la competencia en el transporte del sedimento, la facilidad de la corriente para realizar trabajo que modifique la morfología, la estabilidad del canal, la sensibilidad del canal durante las inundaciones y la formación de llanura de inundación y de canal (Bagnold, 1966; Baker y Costa, 1987; Brookes, 1987; Magilligan, 1992; Nanson y Croke, 1992; Alabyan y Chalov, 1998; Lawler *et al.*, 1999; Martin y Church, 2000; Haschenburger y Church, 2000, Ortega, 2007 y Razola y Ortega, 2010).

5.5. Resultados del cálculo de las variables hidráulicas

5.5.1. Introducción

En este epígrafe se exponen los resultados obtenidos para cada uno de los parámetros hidráulicos expuestos anteriormente. También se explica cómo influyen estos resultados en los sistemas aluviales estudiados.

5.5.2. Datos de campo

Como se ha mencionado anteriormente, se han tomado unos datos de campo que nos sirven como base para calcular los parámetros hidráulicos. Se tomaron muestras para los análisis granulométricos y se midieron las paleocorrientes y las dimensiones de los cuerpos.

5.5.2.1. Características de los granos.

5.5.2.1.1. Variables de forma.

Para las muestras analizadas en Cuevas de Ayllón (Fig. 5.8.) se han obtenido los siguientes resultados para la forma de los granos basándose en la determinación gráfica de la figura 5.4:

- **Fluvial I** presenta una esfericidad media para los tamaños entre 2 y 1 mm. Progresivamente la redondez va aumentando para el tamaño arenoso medio y fino. El grado de redondez es subanguloso para el tamaño mayor a subredondeado y redondeado para las arenas finas.

- **Fluvial II** presenta una esfericidad media-baja para los tamaños entre 2 y 1 mm. Progresivamente la redondez va aumentando para el tamaño arenoso fino. El grado de redondez se determina como subanguloso para el tamaño mayor a subredondeado para las arenas finas.

- **Fluvial III** presenta una esfericidad media para los tamaños entre 2 mm y 500 μm . Progresivamente la redondez va aumentando siendo alta para el tamaño arenoso más fino. El grado de redondez varía desde subanguloso para el tamaño mayor hasta arenas medias a subredondeado para las arenas finas.

Para las muestras analizadas en Montejo de Tiermes (Fig. 5.9.) se han obtenido los siguientes resultados para la forma de los granos basándose en la determinación gráfica comentada en la figura 4.4:

- **Fluvial I** presenta una esfericidad media para los tamaños entre 1 mm y 500 μm . Progresivamente el grado de redondez va aumentando siendo alto para el tamaño arenoso fino. La redondez es subangulosa para el tamaño mayor a subredondeada para las arenas finas.

- **Fluvial II** presenta una esfericidad media-baja para los tamaños entre 1 mm y 500 μm . Progresivamente la redondez va aumentando siendo alta para el tamaño arenoso fino. El grado de redondez se determina de subanguloso para el tamaño mayor a subredondeado para las arenas finas.

- **Fluvial III** presenta una esfericidad media para los tamaños entre 1 mm y 250 μm . Progresivamente la redondez va aumentando siendo alta para el tamaño arenoso más fino. El grado de redondez varía de subanguloso para el tamaño mayor hasta arenas medias a subredondeado para las arenas finas.

5.5.2.1.2. Parámetros de tamaño de grano.

Los resultados obtenidos para el tamaño de los granos y sus variables granulométricas pueden verse en las tablas 5.1. y 5.2. para cada uno de los tres estilos fluviales en los dos afloramientos. Estas variables se han obtenido mediante las ecuaciones de la (8) a la (12).

- **Fluvial I** (Tabla 5.1., Fig. 5.10.): Se han analizado 39 muestras de este sistema.

- La distribución granulométrica presenta un histograma bimodal (fig. 5.8.), mostrando dos máximos pertenecientes a los tamaños de grano 0,083 y 0,112 mm.

- El tamaño gráfico promedio es de 3,236, en un intervalo de 2,4 a 4,1, clasificándose como arena de fina a muy fina.

- Los datos obtenidos de desviación estándar inclusiva entre -0,005 y -0,363, con un promedio de -0,151. A partir de estos valores se interpreta que las muestras estaban muy bien seleccionadas, como también lo corrobora el índice de Trask, con un valor promedio de 1,488.

- La distribución es extremadamente asimétrica hacia los tamaños más gruesos (-2,319), en un intervalo de -4,2 a -0,803.

- Los resultados obtenidos en el parámetro de la curtosis muestran una curva extremadamente leptocúrtica (4,950 de media), con valores entre 3,1 y 10,06.

- **Fluvial II** (Tabla 5.1., Fig. 5.10.): Se han realizado los análisis granulométricos a 45 muestras.

- La distribución granulométrica presenta un histograma unimodal, con un máximo en 0,114 mm.

- Según el análisis del tamaño gráfico podemos clasificar estas muestras como arena muy fina a fina, con valores entre 2,221 y 3,957, con un promedio de 3,107.

- Las muestras están muy bien clasificadas como muestran los resultados de desviación estándar, entre -0,018 y -0,468, con un promedio de -0,164 y el índice de Trask con un valor medio de 1,430.

- Presenta una asimetría muy marcada hacia los tamaños gruesos, con valores entre -0,266 y -4,309, con un valor medio de -2,384.

- La curtosis muestra una curva extremadamente leptocúrtica, lo que nos indica valores muy cercanos a la media de entre 2,032 a 7,667.

- **Fluvial III** (Tabla 5.1., Fig. 5.10.): Se han analizado 15 muestras correspondientes a este sistema.

- La distribución granulométrica presenta una única población con un valor medio de 0,153 mm.

- El tamaño gráfico promedio es de 2,877 clasificando las muestras como arena fina.

- Los datos obtenidos con el cálculo de la desviación estándar nos muestran unas muestras bien clasificadas, con valores entre -0,100 y -0,733, con un promedio de -0,272. El índice de Trask con un promedio de 1,455 también indica de una buena selección en las muestras.

- La distribución presenta un grado de asimetría muy marcado hacia los tamaños gruesos con valores entre -0,842 y -4,149, con un promedio de -2,792.

- El análisis de la curtosis nos muestra una curva extremadamente leptocúrtica con un valor promedio de 5,854.

En el afloramiento de Cuevas de Ayllón los resultados obtenidos para el tamaño de

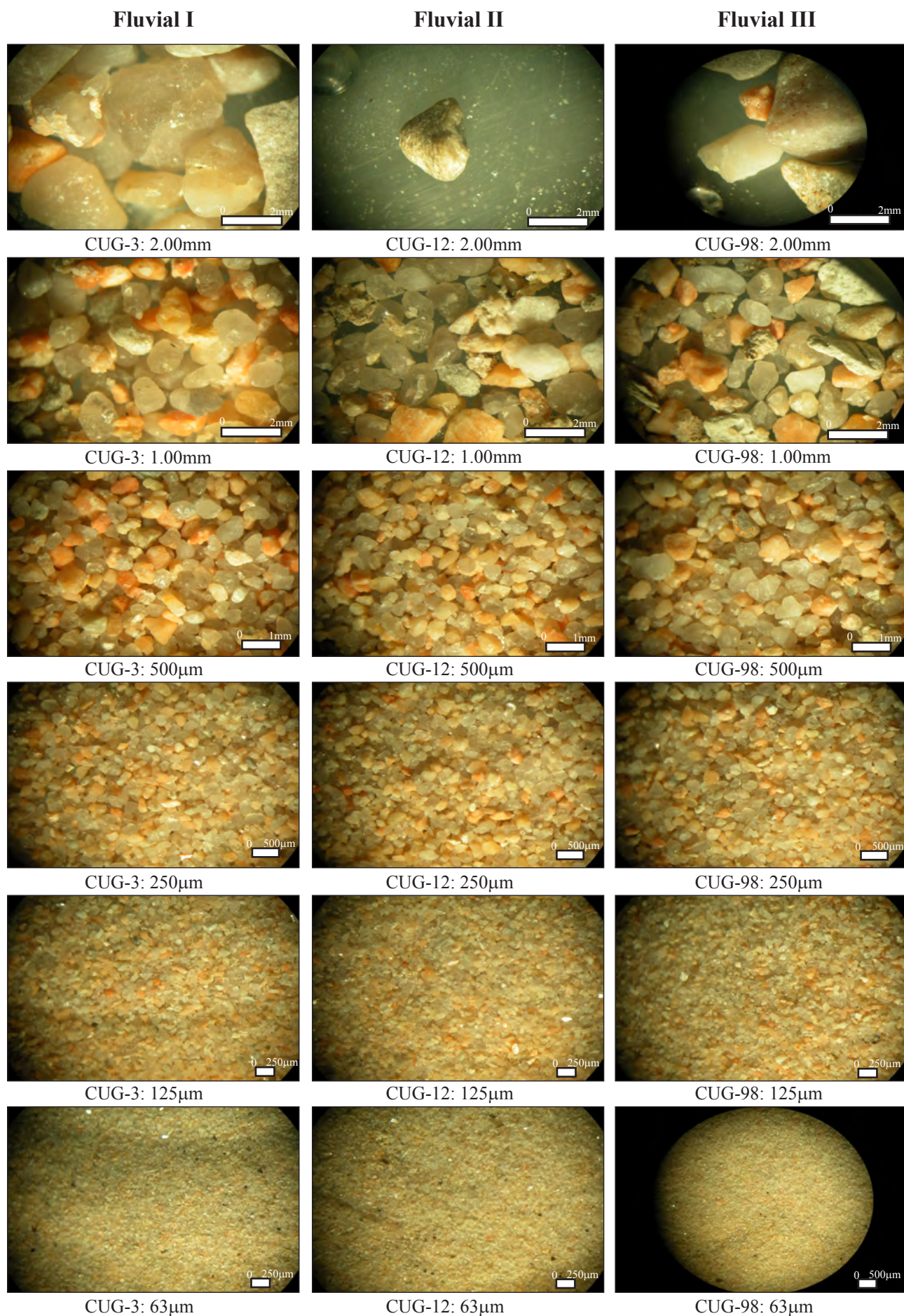
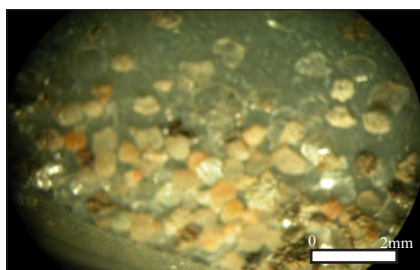


Fig. 5.8.- Fotografías de los granos de Cuevas de Ayllón, de las muestras CUG-3 (Fluvial I), CUG-12 (Fluvial II) y CUG-90 (Fluvial III) a la lupa.

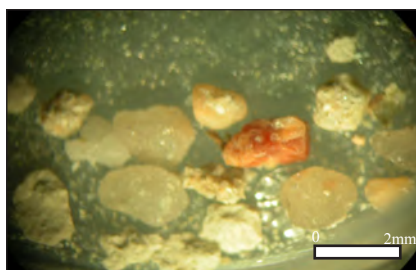
Fluvial I

Fluvial II

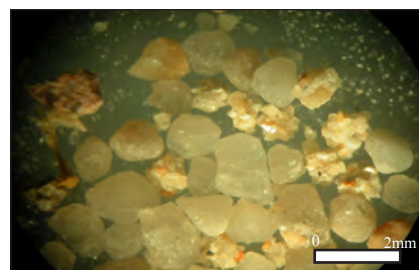
Fluvial III



MTG-3: 1.00mm



MTG-33: 1.00mm



MTG-48: 1.00mm



MTG-3: 500µm



MTG-33: 500µm



MTG-48: 500µm



MTG-3: 250µm



MTG-33: 250µm



MTG-48: 250µm



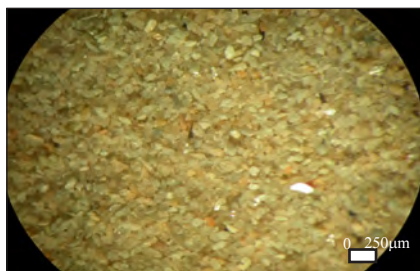
MTG-3: 125µm



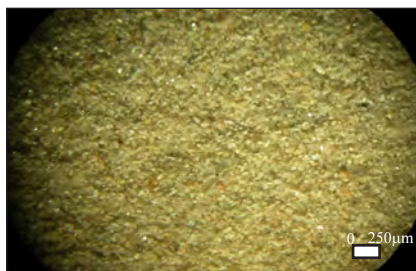
MTG-33: 125µm



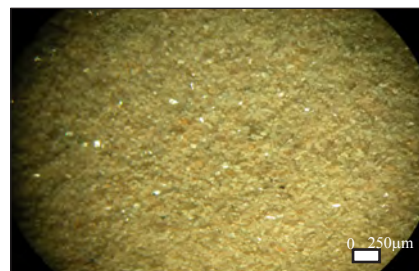
MTG-37: 125µm



MTG-3: 63µm



MTG-33: 63µm



MTG-48: 63µm

Fig. 5.9.- Fotografías de los granos, en Montejo de Tiermes, de las muestras MTG-3 (Fluvial I), MTG-12 (Fluvial II) y MTG-90 (Fluvial III) a la lupa.

grano son los siguientes, que pueden verse además en la tabla 5.1.:

Tabla 5.1. Medias de los parámetros granulométricos de Cuevas de Aylló

Cuevas de Ayllón	Fluvial I	Fluvial II	Fluvial III
Nº de Muestras	39	45	15
D ₅₀ (mm)	0,115	0,122	0,145
ϕ_{50}	3,152	3,060	2,802
Tamaño Gráf. Prom.	3,236	3,107	2,877
Desv. Estánd Inclus.	-0,151	-0,164	-0,272
Diámetro Medio	3,247	3,117	2,905
Desv. Media	0,297	0,291	0,261
Diámetro Geométrico	0.103	0,114	0,133
Desv. Geométrica	1,781	1,775	1,856
Índice Trask	1,488	1,430	1,455
Índice de Krumbein	0,131	0,140	0,215
Asimetría	-2,319	-2,384	-2,792
Curtosis	4,950	4,841	5,854

- **Fluvial I** (Tabla 5.2., Fig. 5.11.): Se han analizado 15 muestras de este sistema.

- La distribución granulométrica presenta un histograma unimodal, mostrando un máximo en el tamaño de grano 0,087 mm.

- El tamaño gráfico promedio es de 3,743, en un intervalo de 3,4 a 4,0, clasificándose como arena de muy fina.

- Los datos obtenidos de desviación estándar inclusiva entre -0,731 y -1,194, con un promedio de -1,001. Esto nos indica que las muestras estaban muy bien seleccionadas, como también lo corrobora el índice de Trask y Krumbein con un valores promedio de 1,501 y 0,002 respectivamente.

- La distribución es extremadamente asimétrica hacia los tamaños más gruesos (-2,869), en un intervalo de -0,146 a -5,004.

- Los resultados obtenidos en el parámetro de la curtosis muestran una curva entre extremadamente a muy leptocúrtica (5,122 de media), con valores entre 2,740 y

9,20.

- **Fluvial II** (Tabla 5.2., Fig. 5.11.): Se han realizado los análisis granulométricos a 65 muestras.

- La distribución granulométrica presenta un histograma unimodal, con un máximo en 0,112 mm.

- Según el análisis del tamaño gráfico podríamos clasificar estas muestras como arena muy fina a fina, con valores entre 2,030 y 4,196, con un promedio de 3,145.

- Las muestras estarían muy bien clasificadas como muestran los resultados de desviación estándar, entre -0,653 y -1,302, con un promedio de -0,896 y el índice de Trask y Krumbein con un valor medio de 1,444 y 0,006 respectivamente.

- Presenta una asimetría muy marcada hacia los tamaños gruesos, con valores entre -0,193 y -4,616, con un valor medio de -1,994.

- Según los datos de curtosis la curva sería extremadamente leptocúrtica, con una media de 4,326 entre 2,032 a 7,667.

- **Fluvial III** (Tabla 5.2., Fig. 5.11.): Se han analizado 20 muestras de este sistema.

- La distribución granulométrica presenta una única población con un valor medio de 0,113 mm.

- El tamaño gráfico promedio es de 3,391 clasificando las muestras como arena fina a muy fina.

- Los datos obtenidos con el cálculo de la desviación estándar nos muestran unas muestras bien clasificadas, con valores entre -0,710 y -1,610, con un promedio de -0,984. El índice de Trask con un promedio de 1,632 indica, también, una buena selección en las muestras.

- Esta distribución presenta un grado de asimetría hacia los tamaños gruesos hacia la simetría con valores entre -0,001 y -4,525, con un promedio de -2,792.

- El análisis de la curtosis nos muestra una curva extremadamente leptocúrtica a muy leptocúrtica con un valor promedio de 5,690.

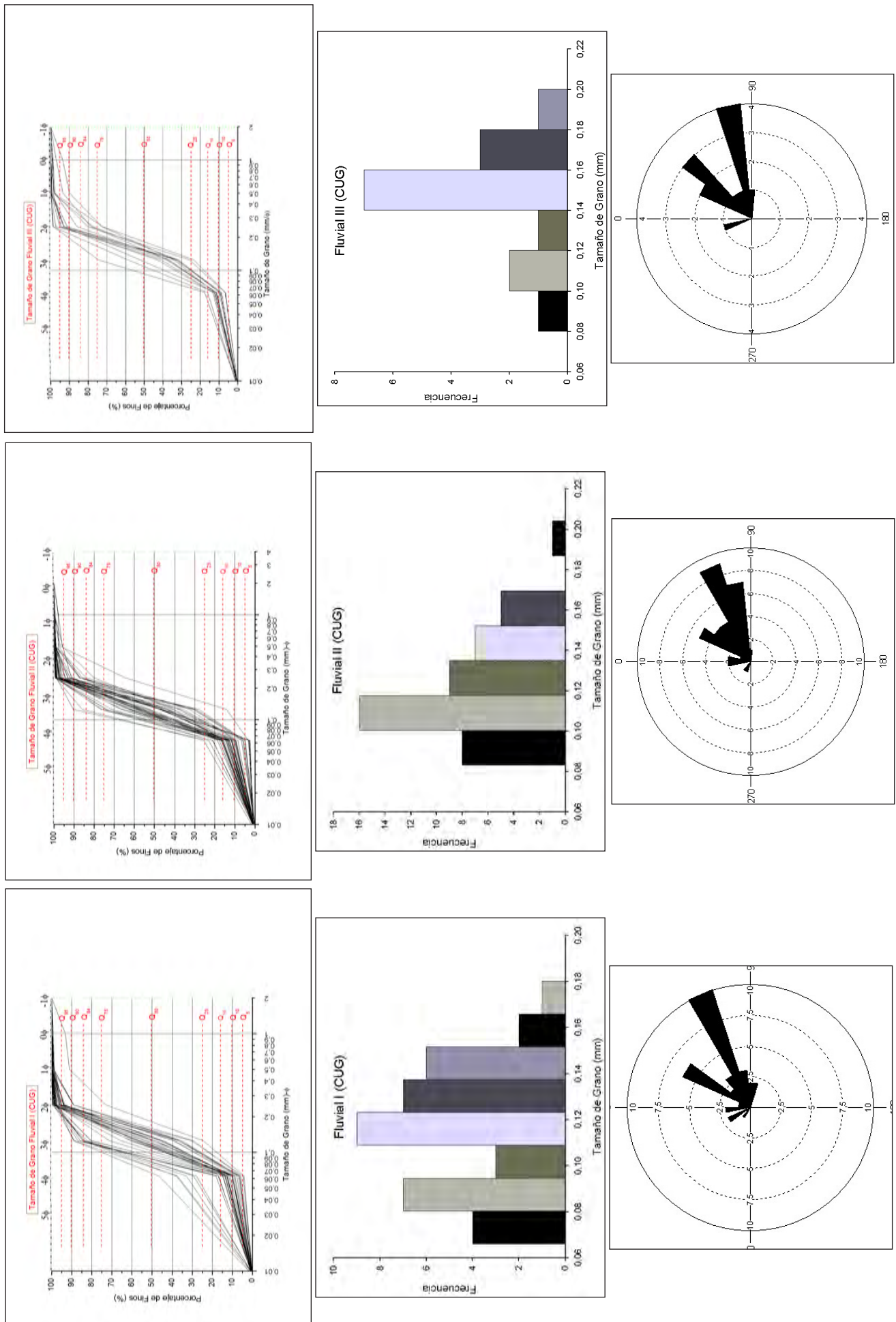


Fig. 5.10.- Diagramas granulométricos, histogramas y direcciones de paleocorriente del afloramiento de Cuevas de Ayllón.

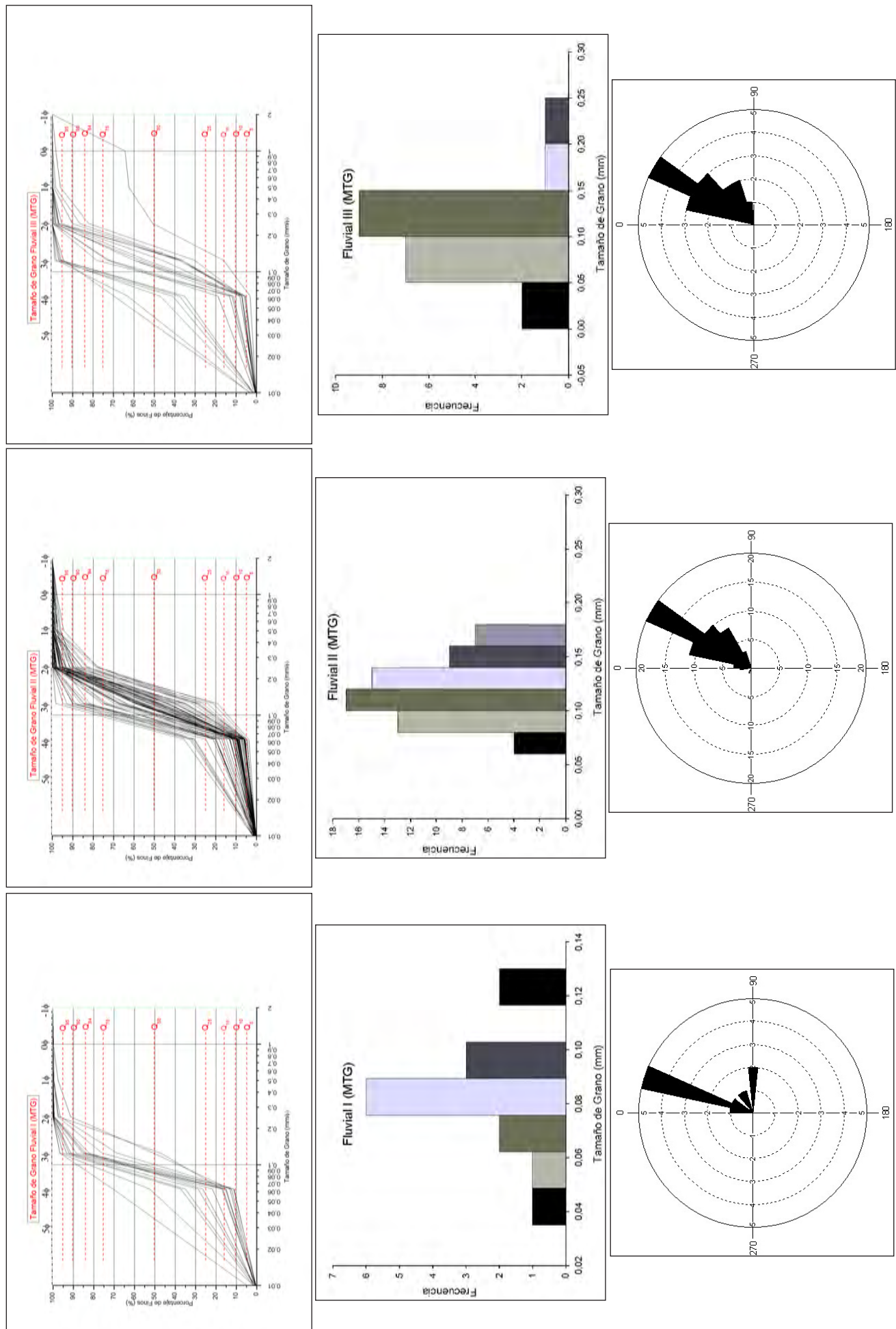


Fig. 5.11. Diagramas granulométricos, histogramas y direcciones de paleocorriente del afloramiento de Monte de Tiernes.

Comparando los dos afloramientos se observa como el tamaño de grano va disminuyendo desde Cuevas de Ayllón hacia el afloramiento de Montejo de Tiermes. Esta disminución de tamaño de grano es más apreciable en el sistema Fluvial I, mientras que para los otros dos sistemas la pérdida de tamaño no es muy acusada. El hecho de que no se observen importantes variaciones en el tamaño de grano puede deberse a que la distancia que separa ambos afloramientos es relativamente pequeña, de unos 2-3 Km. Los demás parámetros granulométricos guardan muchas similitudes. Son muestras de bien a muy bien clasificadas, suelen ser más o menos asimétricas hacia gruesos y presentan curvas muy leptocúrticas.

En el afloramiento de Montejo de Tiermes los resultados obtenidos para el tamaño de grano y los parámetros granulométricos son los siguientes, que pueden verse además en la tabla 5.2.

Tabla 5.2. Medias de los parámetros granulométricos de Montejo de Tiermes.

Montejo de Tiermes	Fluvial I	Fluvial II	Fluvial III
Nº de Muestras	15	65	20
D ₅₀ (mm)	0,085	0,120	0,111
ϕ_{50}	3,606	3,100	3,312
Tamaño Gráf. Prom.	3,743	3,145	3,391
Desv. Estánd Inclus.	-1,001	-0,896	-0,984
Diámetro Medio	6,972	4,791	5,739
Desv. Media	0,316	0,330	0,285
Diámetro Geométrico	0,076	0,117	0,112
Desv. Geométrica	1,893	1,737	2,007
Índice de Trask	1,501	1,444	1,632
Índice de Krumbeim	0,002	0,006	0,025
Asimetría	-2,869	-1,994	-1,678
Curtosis	5,122	4,326	5,690

5.5.2.2. Dimensiones de los cuerpos

Los valores medios de **paleoprofundidad** de los canales, agrupados para cada sistema, que se han obtenido para los distintos estilos fluviales son (Datos en el Anexo II). En el afloramiento estudiado en Cuevas de Ayllón:

- **Fluvial I:** 1,017m
- **Fluvial II:** 0,763 m
- **Fluvial III:** 0,765 m

En el afloramiento estudiado en Montejo de Tiermes:

- **Fluvial I:** 0,628 m
- **Fluvial II:** 0,893 m
- **Fluvial III:** 0,703 m

Comparando los dos afloramientos se aprecian unas paleoprofundidades muy similares, salvo en el Fluvial I que sufre una importante disminución de profundidad.

Los valores medios de **paleoanchura** de cuerpos que hemos obtenido para los distintos estilos fluviales en Cuevas de Ayllón:

- **Fluvial I:** 40,950 m
- **Fluvial II:** 32,390 m
- **Fluvial III:** 41,370 m

En Montejo de Tiermes los valores medios de anchura son

- **Fluvial I:** 31,470 m
- **Fluvial II:** 43,90 m
- **Fluvial III:** 35,940 m

La anchura de los canales en ambos afloramientos no es muy grande. Se puede destacar que los canales en el afloramiento de Montejo de Tiermes son siempre de mayor anchura que en Cuevas de Ayllón. Mientras que el Fluvial I y el Fluvial III pasan de una anchura mayor a otra menor, desde Cuevas de Ayllón a Montejo de Tiermes, aguas abajo; el Fluvial II se hace más ancho en Montejo, al igual que ocurría con la paleoprofundidad. Esto puede deberse, como veremos posteriormente (Fig. 5.15), a sus valores de paleopendiente.

La relación **anchura/profundidad** tiene unos valores de en Cuevas de Ayllón de:

- Fluvial I: 40,27
- Fluvial II: 42,45
- Fluvial III: 54,51

En Montejo de Tiermes, la relación anchura/profundidad es de:

- Fluvial I: 50,11
- Fluvial II: 49,16
- Fluvial III: 51,12

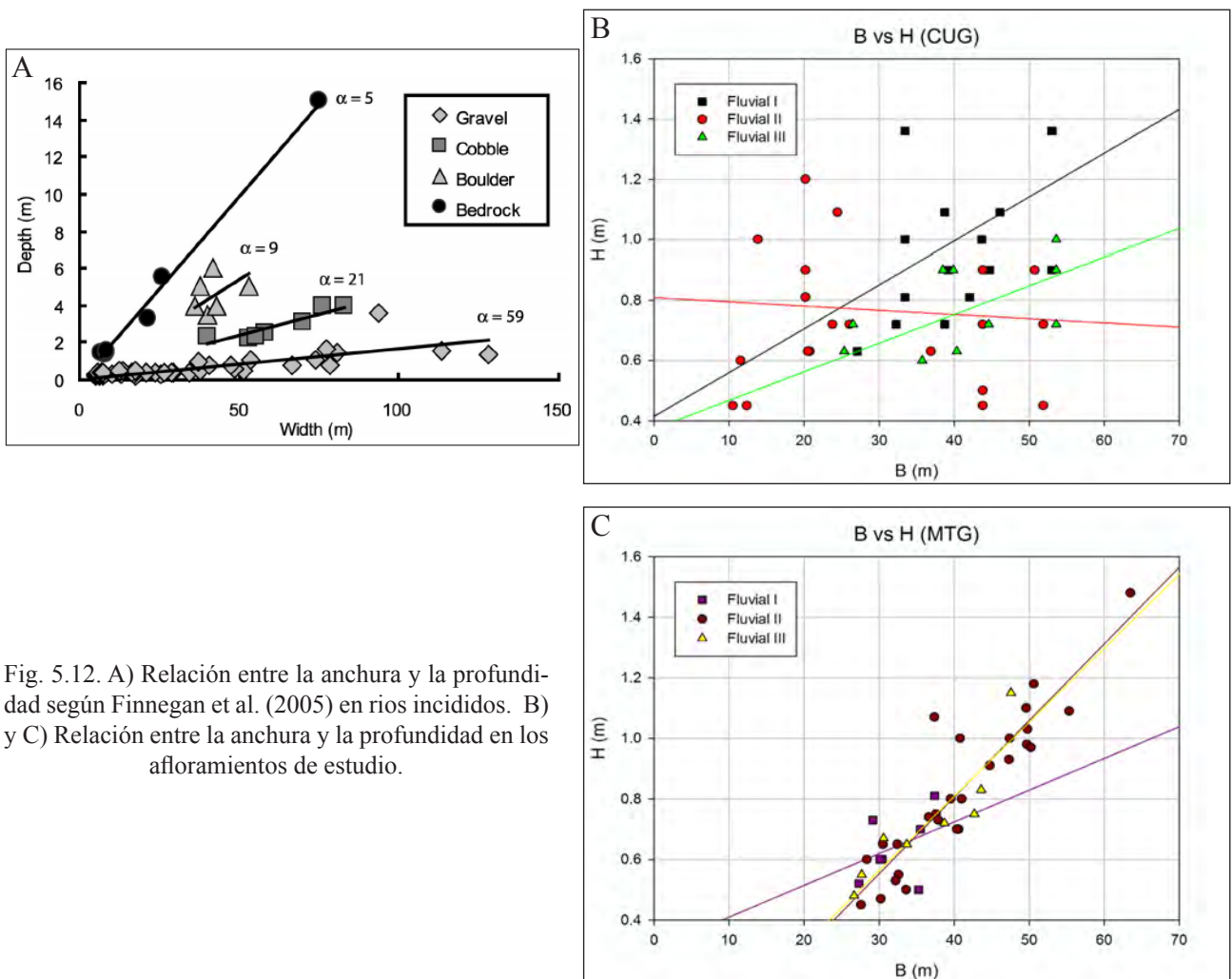


Fig. 5.12. A) Relación entre la anchura y la profundidad según Finnegan et al. (2005) en ríos incididos. B) y C) Relación entre la anchura y la profundidad en los afloramientos de estudio.

Los valores del ratio entre la anchura y la profundidad son altos, lo que indica canales con una típica morfología *braided*, rectangulares y de poca profundidad.

La relación que presentan ambas variables entre sí puede verse en la figura 5.12. donde se puede apreciar que ambos parámetros se relacionan de manera directa con un grado alto de

correlación. Cuando la anchura del río crece, también crece la profundidad del canal.

Como se ha escrito en los capítulos anteriores, según la interpretación sedimentológica, los afloramientos estudiados pertenecerían a un sistema aluvial con canales *braided*. Los datos hidráulicos obtenidos también pueden dar información acerca de los estilos fluviales de los canales. Para ello se han empleado los gráficos propuestos por Da Silva (1991) que comparan la relación entre el ratio profundidad tamaño de grano y el ratio anchura-profundidad (Fig. 5.13.). Se han incorporado los datos de este trabajo a los diagramas de la relación de la profundidad adimensional con la anchura adimensional diseñados por este autor. Para ambos afloramientos, nos encontramos en canales *braided* en transición, es decir que los canales podían presentar zonas con cierta sinuosidad y que los canales *braided* tenían un número reducido de barras.

En ambos afloramientos se ha medido la paleocorrientes en las distintas estructuras existentes. En el afloramiento de Cuevas de Ayllón, la dirección principal de la paleocorriente en los tres fluviales es hacia el NE o ligeramente hacia el E. Puede aparecer una segunda paleocorriente significativa al NNE (Fig.5.10.). En Montejo de Tiermes hay una dirección predominante de la corriente hacia el NNE (Fig.5.11.), similar a la segunda dirección predominante en Cuevas de Ayllón. La dispersión de las paleocorrientes es mayor en Cuevas de Ayllón. Todos estos datos podrían confirmar la posibilidad de que Cuevas de Ayllón esté aguas arriba de Montejo de Tiermes, dentro del sistema. Ambos afloramientos son oblicuos a las paleocorrientes, más oblicuo en Cuevas de Ayllón que en Montejo de Tiermes. Esto puede inducir a errores en las medidas de los parámetros de anchura y profundidad.

5.5.3. Parámetros hidráulicos

5.5.3.1. Estimación de la paleopendiente y la tensión de corte.

Utilizando los datos de paleoprofundidades estimados y los datos de tamaño de grano, empleando la fórmula (19) se obtienen las siguientes **paleopendientes** (S) medias adimensionales en m/m:

En el afloramiento de Cuevas de Ayllón:

- **Fluvial I**: entre $1,95 \times 10^{-4}$ y $2,93 \times 10^{-4}$.
- **Fluvial II**: entre $2,85 \times 10^{-4}$ y $4,28 \times 10^{-4}$.
- **Fluvial III**: entre $3,26 \times 10^{-4}$ y $4,88 \times 10^{-4}$.

En el afloramiento de Montejo de Tiermes:

- **Fluvial I**: entre $2,28 \times 10^{-4}$ y $3,42 \times 10^{-4}$.
- **Fluvial II**: entre $2,26 \times 10^{-4}$ y $3,39 \times 10^{-4}$.

- **Fluvial III:** entre $2,57 \times 10^{-4}$ y $3,86 \times 10^{-4}$.

Como se ve en los datos, la paleopendiente del sistema va aumentando en ambos afloramientos de base a techo, según avanzamos del Fluvial I al Fluvial III. Entre los dos afloramientos hay gran similitud en las pendientes, aunque son mayores y de mayor rango en Montejo de Tiermes. Se interpreta que esto puede ser debido a 3 posibilidades: bien a que el afloramiento de Montejo de Tiermes se localiza aguas abajo del de Cuevas o a que no pertenezcan al mismo tramo del sistema fluvial y por lo tanto, no tengan que presentar una sucesión en la pendiente, o por último a la presencia de algún accidente geográfico o tectónico en la zona.

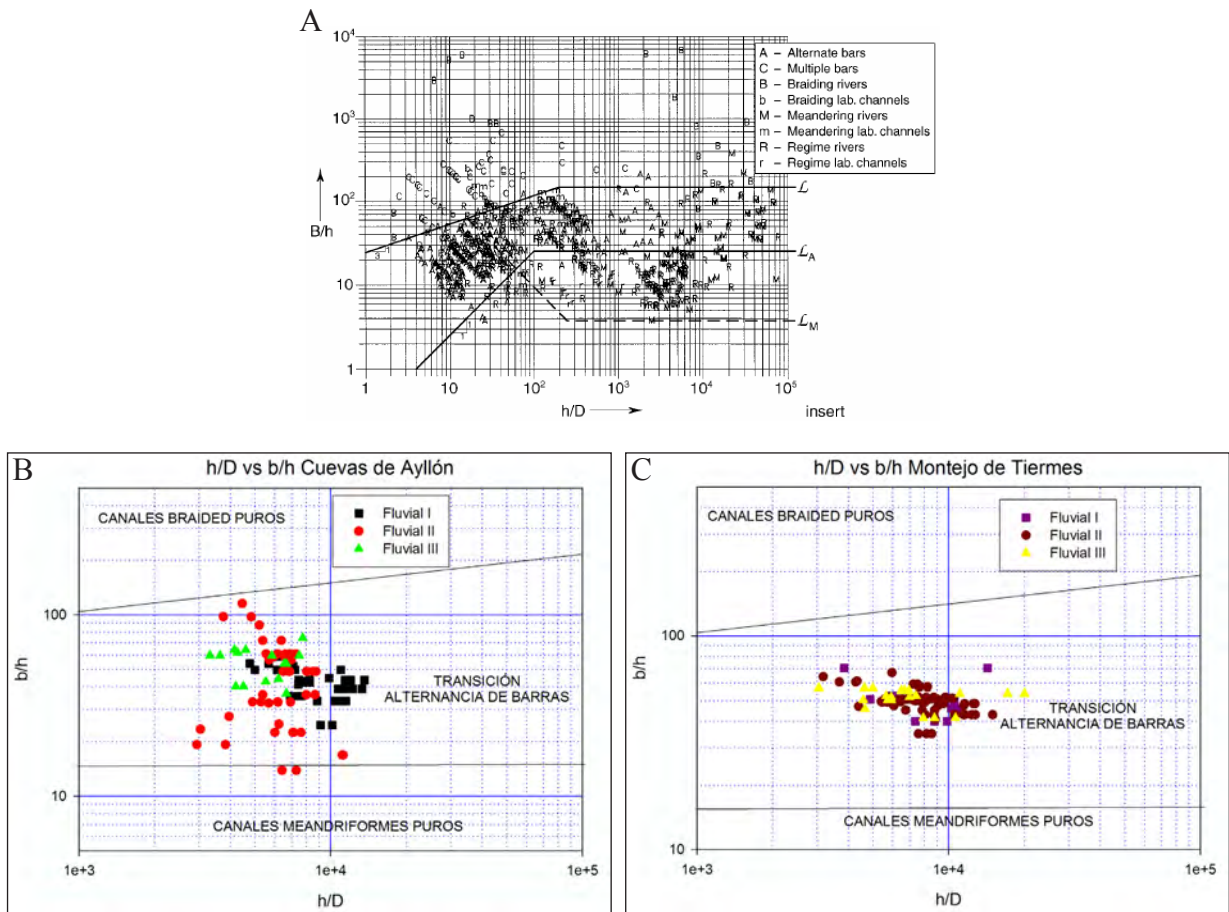


Fig. 5.13. Ratio Profundidad-Tamaño de grano contra ratio anchura-profundidad, en Cuevas de Ayllón (B) y en Montejo de Tiermes (C). Las muestras se habrían depositado en un sistema braided en transición con un número de barras limitado. Modificado de Da Silva (1991) que se muestra en A).

En las figuras 5.14. y 5.15 se ha relacionando la pendiente con parámetros ya calculados, como la tensión de corte adimensional y la anchura y la profundidad del canal en sus valores adimensionales. Al usar dos datos fijos para la tensión de corte (1 y 1,5) todos los valores se distribuyen siguiendo dos agrupamientos en torno a esos valores. Se puede apreciar como el aumento de la tensión de corte muestra también un incremento en la pendiente, debido a la erosión del fondo al aumentar la fuerza del agua sobre el fondo. Si comparamos la pendiente tanto con la anchura como con la profundidad del canal, se aprecia que tienen una relación del tipo $S = aB^{-b}$ y $S = aH^{-b}$, lo que significa que si aumentamos anchura o profundidad, la

pendiente tiende a disminuir aguas abajo. El grado de correlación es mayor para el parámetro de la profundidad por que tienen cierta dependencia.

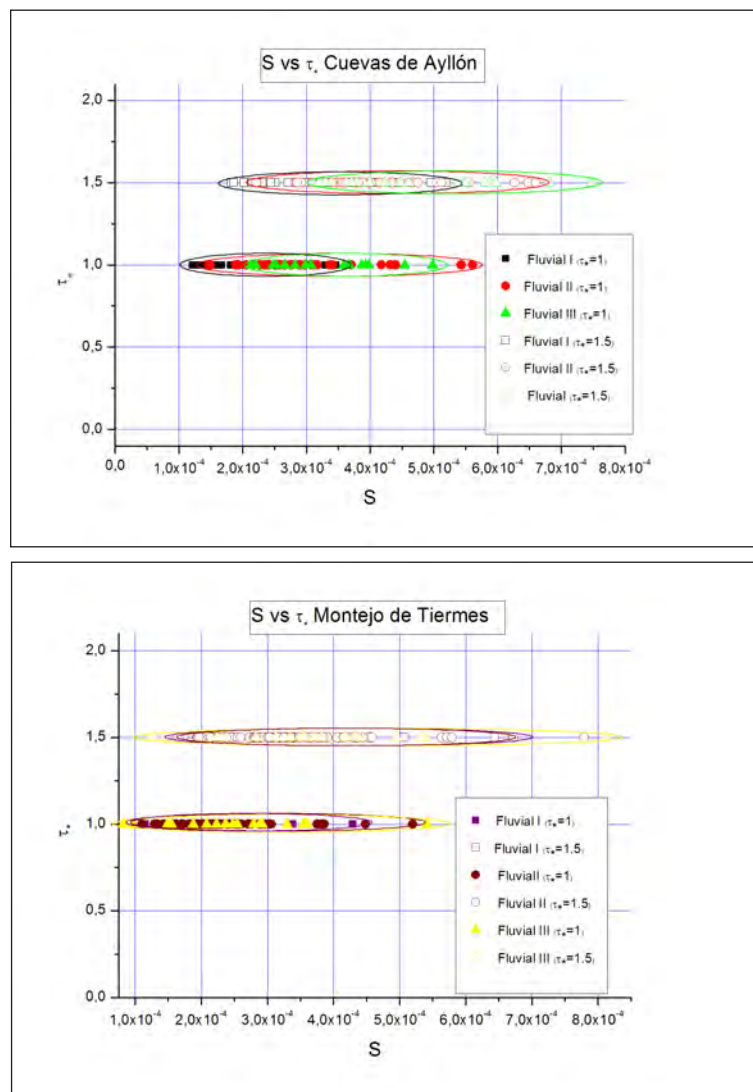


Fig. 5.14. Relación entre la pendiente y la tensión de corte adimensional.

La **tensión de corte dimensional** (τ_0) se ha calculado con la fórmula (20). Los resultados obtenidos para los afloramientos estudiados de este parámetro (τ_0) son: En el afloramiento de Cuevas de Ayllón:

- **Fluvial I**: entre 1,87 y 2,80 Pa.
- **Fluvial II**: entre 1,97 y 2,96 Pa.
- **Fluvial III**: entre 2,35 y 3,52 Pa.

En el afloramiento de Montejo de Tiermes:

- **Fluvial I**: entre 1,38 y 2,07 Pa.

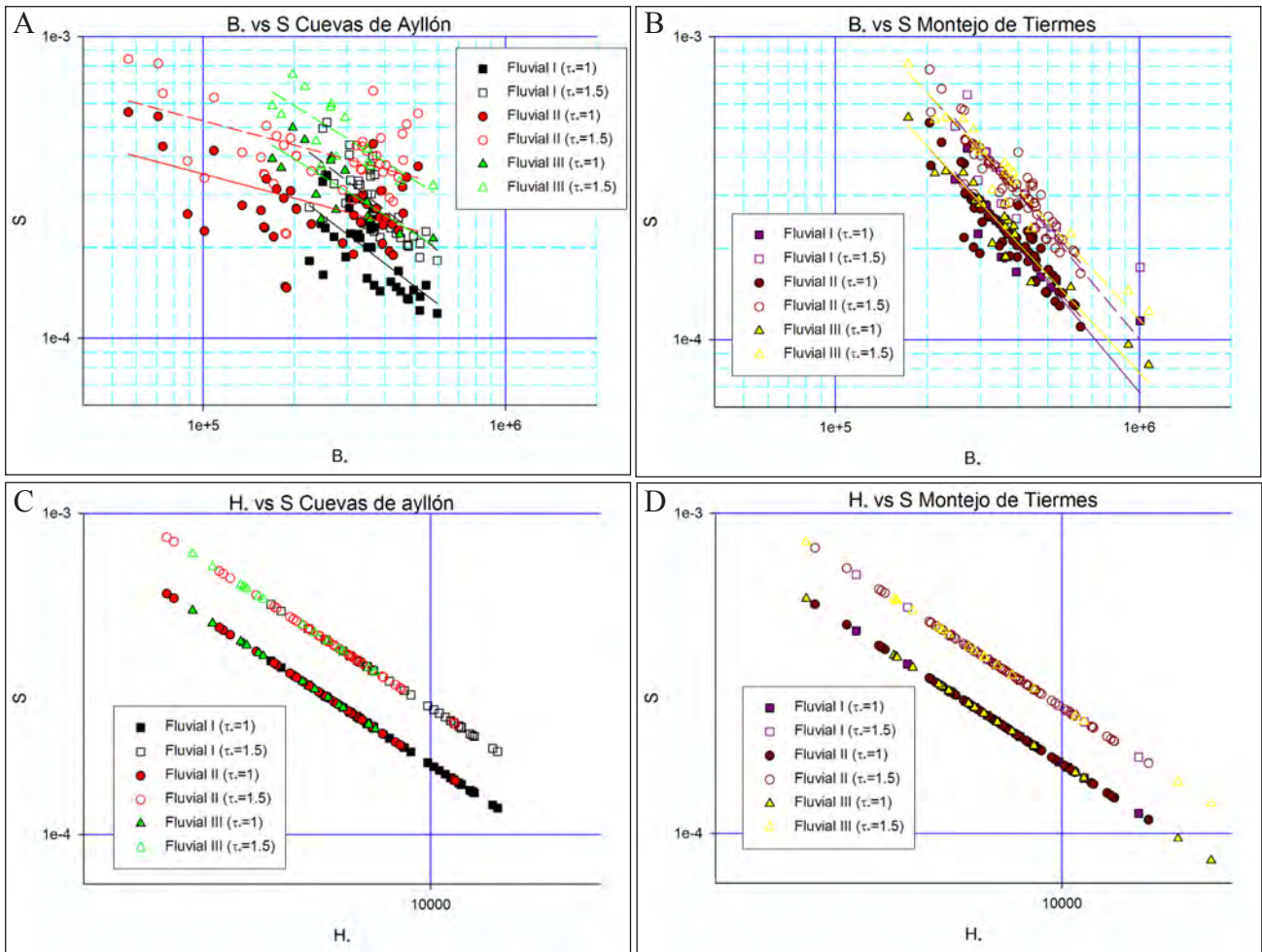


Fig. 5.15. Relación entre la pendiente, la anchura (A y B) y la profundidad (C y D) en valores adimensionales.

- **Fluvial II:** entre 1,93 y 2,90 Pa.
- **Fluvial III:** entre 1,79 y 2,68 Pa.

Los valores de tensión de corte, aún siendo muy similares para ambos afloramientos, son superiores en Cuevas de Ayllón. Eso puede significar, según Parker (2007) que en Cuevas de Ayllón hay mayor movilidad del fondo con respecto a Montejo de Tiermes. El flujo es más energético por lo tanto en Cuevas de Ayllón y por ello podría reforzar la idea de estar aguas arriba o en un abanico más en cabecera o que tiene una cuenca más grande.

La relación que une a la tensión de corte con el tamaño de grano se puede ver en la figura 5.16. Presentan una relación potencial del tipo $y=ax^b$. Como se observa el grado de correlación es muy grande. Esto se debe a la dependencia de ambos parámetros debido al mecanismo de cálculo de los mismos. Cuando el tamaño de grano aumenta, también aumenta la tensión de corte. Integrando los datos de nuestras variables de tamaño de grano y tensión de corte en los diagramas A, B y C de la fig.5.16. se obtienen las formas de fondo que se desarrollaban en el sistema de estudio. La forma de fondo más abundante era el fondo plano, aunque se pueden encontrar muestras en el campo de los *ripples*.

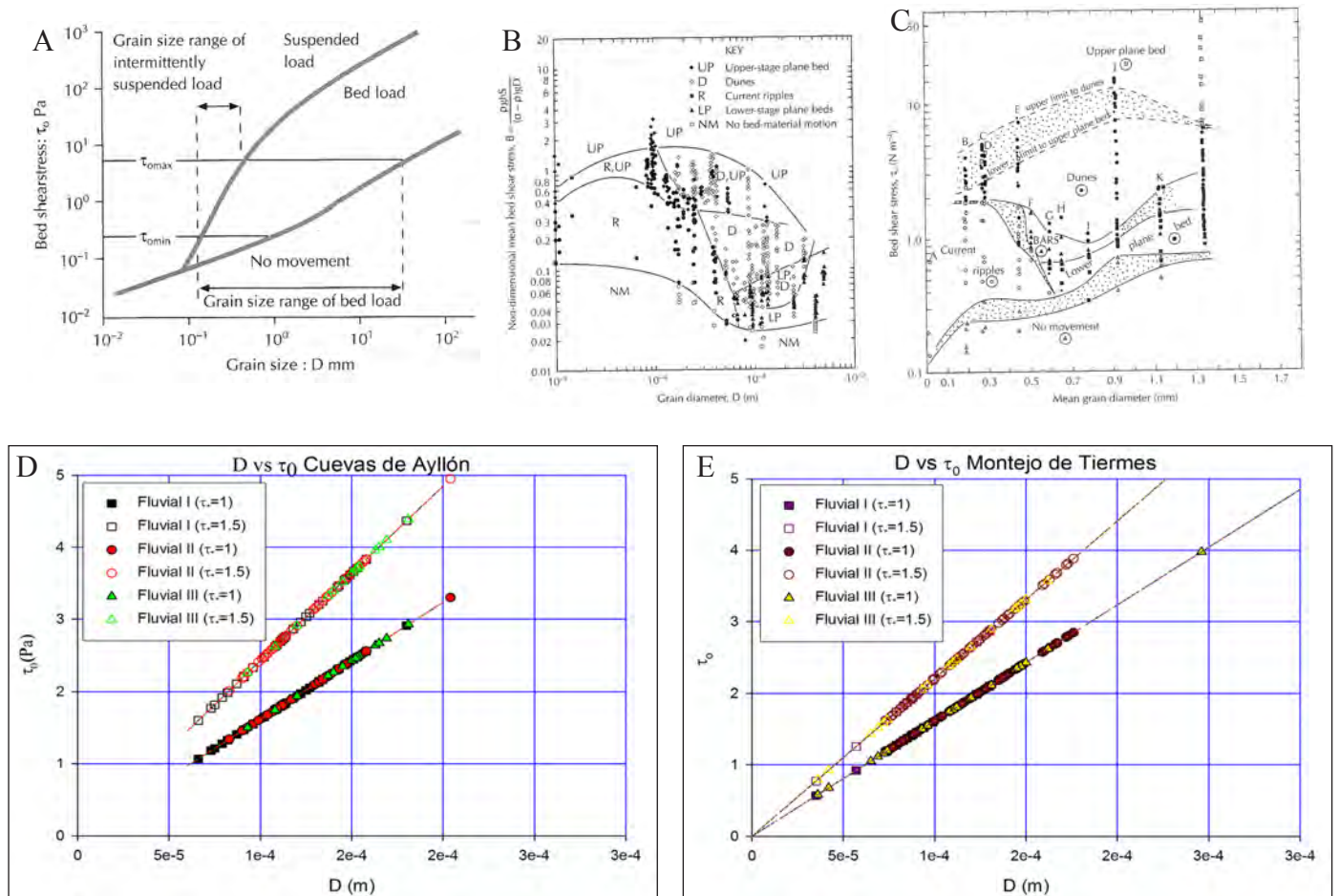


Fig. 5.16. A) Modelo de la relación entre el tamaño de grano y la tensión de corte (Bridge y Bennet, 1992); B) Ejemplo de esta relación realizada por Allen (1983); C) Ejemplo de esta relación realizada por Leeder (1982) D) Relación entre el tamaño de grano y la tensión de corte en Cuevas de Ayllón y E) Relación entre el tamaño de grano y la tensión de corte en Montejo de Tormes.

5.5.3.2. Estimación de las distintas velocidades

Para el afloramiento de Cuevas de Ayllón los resultados obtenidos para la **velocidad media** (U) del flujo son los siguientes:

- **Fluvial I:** Para unos valores medios de paleoprofundidad estimados entre 0,63 y 1,40 m, la velocidad media del flujo sería de 0,91 m/s.

- **Fluvial II:** Con unos valores medios de paleoprofundidad entre 0,45 y 1,20, la velocidad media sería de 0,86 m/s.

- **Fluvial III:** Con una profundidad entre 0,60 y 1,0 m, la velocidad media sería de 0,83 m/s.

Para el afloramiento de Montejo de Tormes los resultados obtenidos son los siguientes:

- **Fluvial I:** Con unos valores medios de paleopropfundidad entre 0,50 y 0,81 m, la velocidad media sería de 0,92 m/s.

- **Fluvial II:** Para valores medios de paleopropfundidad entre 0,45 y 1,48, la velocidad media sería de 0,89 m/s.

- **Fluvial III:** Con una profundidad entre 0,48 y 1,15 m, la velocidad media sería de 0,89 m/s.

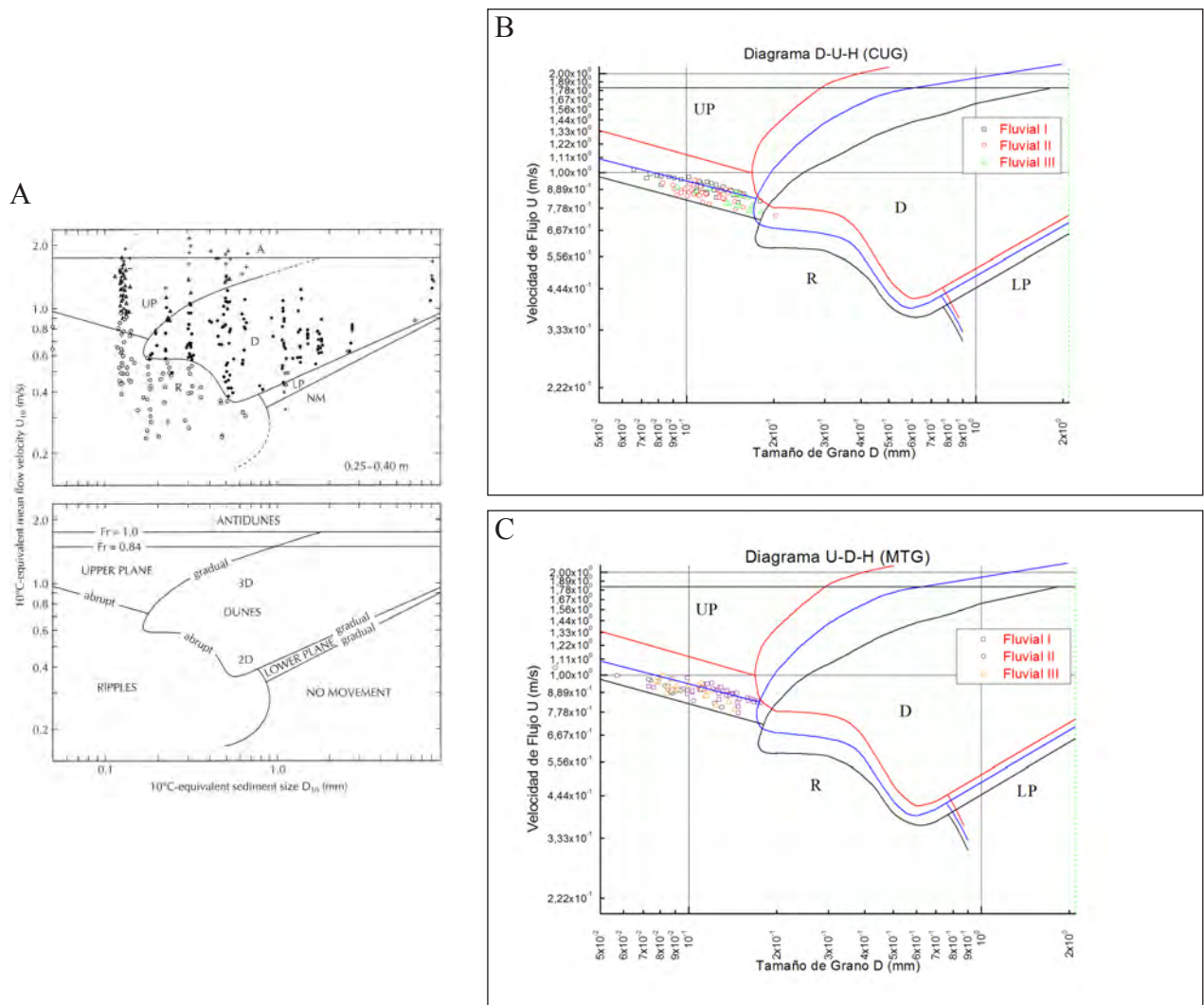


Fig. 5.17. Relación Velocidad-Tamaño de Grano-Profundidad. LP: Fondo plano de baja energía; R: Ripples; D: Dunas; UP: Fondo plano de alta energía. A) Relación U-D-H realizado por Southard y Boguchwal (1990); B) Relación U-D-H en Cuevas de Ayllón y C) Relación U-D-H en Montejo de Tierras.

Los valores de velocidad son muy similares para ambos afloramientos, aunque tienden a ser ligeramente superiores en Montejo de Tierras. Tanto en el afloramiento de Cuevas como en Montejo la velocidad disminuye desde el Fluvial I al Fluvial III. Estas velocidades altas junto con unas paleopendientes moderadas, hacen que se produzca una alta capacidad de transporte.

Como se puede apreciar en la figura 5.17., con un tamaño de grano medio alrededor de 0,1 mm existiría un fondo esencialmente plano para la mayor parte de las muestras estudiadas. En los gráficos 5.17.B y 5.17.C aparecen tres límites (negro, azul y rojo). Se corresponden con las profundidades de 0,3, 1 y 3 metros. Solo en algunas ocasiones se encuentran muestras con algunos *ripples*. La mayoría de las muestras se sitúan en el campo de fondo plano de alta energía.

Para la **velocidad de caída de los granos**, de cuarzo de tamaño arena fina, calculada con la ecuación (22), se han obtenido los siguientes resultados medios.

Para el afloramiento de Cuevas de Ayllón los valores medios de velocidad de caída son:

- **Fluvial I**: de 0,011 m/s.
- **Fluvial II**: de 0,01 m/s.
- **Fluvial III**: de 0,013 m/s.

Para el afloramiento de Montejo de Tiermes los valores medios de velocidad de caída son:

- **Fluvial I**: de 0,005 m/s.
- **Fluvial II**: de 0,01 m/s.
- **Fluvial III**: de 0,009 m/s.

Los valores de velocidad de caída son muy similares para ambos afloramientos aunque ligeramente superiores en Cuevas de Ayllón ya que presenta mayor tamaño de grano. Este comportamiento podría corroborar la hipótesis en la cual se afirma que Cuevas de Ayllón se encuentra aguas arriba de Montejo de Tiermes., aunque no es concluyente.

Los resultados obtenidos para el parámetro de la **velocidad de corte (U^*)**, calculado con la ecuación (24), para los sistemas aluviales estudiados son:

Para el afloramiento de Cuevas de Ayllón:

- **Fluvial I**: entre 0,042 y 0,052 m/s.
- **Fluvial II**: entre 0,044 y 0,054 m/s.
- **Fluvial III**: entre 0,048 y 0,059 m/s.

Para el afloramiento de Montejo de Tiermes los valores medios de velocidad de corte son:

- **Fluvial I:** entre 0,036 y 0,054 m/s.
- **Fluvial II:** entre 0,043 y 0,068 m/s.
- **Fluvial III:** entre 0,041 y 0,067 m/s.

Los valores de velocidad de corte son muy similares para ambos afloramientos destacando un mayor rango de velocidades en el afloramiento de Montejo de Tiermes. Esta similitud en la velocidad de corte quiere decir que la velocidad que pone en movimiento el material es casi igual, ya que el tamaño de grano es muy parecido.

5.5.3.3. Estimación del régimen de flujo.

Para los dos afloramientos estudiados el **número de Froude** “Fr” (ecuación 26) es inferior a la unidad, como se muestra en el anexo II. Por lo tanto el flujo es subcrítico. Los resultados para el **número de Reynolds** “Re” (ecuación 25) son siempre superiores a 2000 en ambos afloramientos, como se muestra en el anexo II. Por lo tanto el flujo es turbulento. El cálculo de estos dos parámetros nos ha servido para poder afirmar que el uso de las ecuaciones hidráulicas actuales en sistemas antiguos da resultados coherentes.

Si relacionamos la profundidad del canal con el número de Froude se aprecia que cuando la profundidad del canal aumenta también lo hace el número de Froude (Fig. 5.18), es decir tiende a ser un flujo cada vez más crítico. La alineación de los datos que se produce en este gráfico para el afloramiento de Cuevas de Ayllón podría deberse a la metodología utilizada en el muestreo o a posibles errores en la toma de estas medidas y a la falta de la corrección por descompactación. Los valores estarían mejor seleccionados en Montejo de Tiermes.

5.5.3.4. Coeficientes de resistencia o fricción.

Los resultados obtenidos para el **coeficiente de fricción** “ C_f ” (ecuación 27) en los sistemas fluviales estudiados son:

Para el afloramiento de Cuevas de Ayllón:

- **Fluvial I:** entre $2,32 \times 10^{-3}$ y $3,48 \times 10^{-3}$.
- **Fluvial II:** entre $2,70 \times 10^{-3}$ y $4,06 \times 10^{-3}$.
- **Fluvial III:** entre $3,48 \times 10^{-3}$ y $5,22 \times 10^{-3}$.

Para el afloramiento de Montejo de Tiermes:

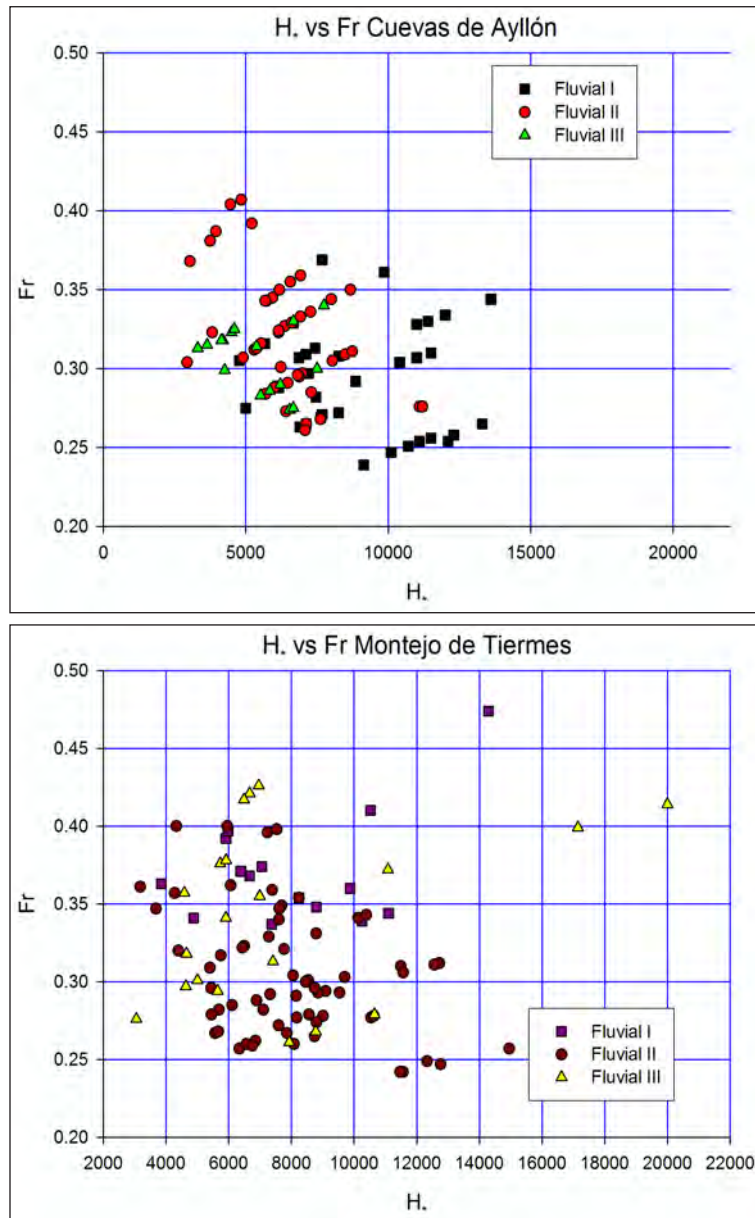


Fig. 5.18. Relación entre la profundidad adimensional y el número de Froude.

- **Fluvial I:** entre $1,70 \times 10^{-3}$ y $2,56 \times 10^{-3}$.
- **Fluvial II:** entre $2,49 \times 10^{-3}$ y $3,73 \times 10^{-3}$.
- **Fluvial III:** entre $2,45 \times 10^{-3}$ y $3,67 \times 10^{-3}$.

Los valores de coeficiente de fricción para el afloramiento de Cuevas de Ayllón son mayores, lo que quiere decir que ofrece más resistencia al flujo. Esto sucede porque presenta mayor tamaño de grano. Los valores de resistencia son en general bajos como corresponde a tamaños de grano no cohesivos finos. Este dato podría además reforzar la hipótesis de que Montejo de Tormes se localiza aguas debajo de Cuevas de Ayllón, aunque no tendrían por qué estar en el mismo abanico.

Relacionando el coeficiente de fricción con otras variables (Fig. 5.19) como la anchura

y la profundidad del canal, se aprecia que tienen una relación del tipo potencial $C_f = aB^b$ y $C_f = aH^b$ (Parker, 2005). Lo que significa que en las muestras de estudio si aumentamos anchura o profundidad el coeficiente de fricción tiende a disminuir de manera potencial. El grado de correlación es mayor para el parámetro de la profundidad por que tienen cierta relación. En la relación entre el coeficiente de fricción y la profundidad en el afloramiento de Cuevas de Ayllón vuelven a aparecer unas lineaciones, debidas probablemente a la metodología y al error en la toma de datos de profundidad en este afloramiento.

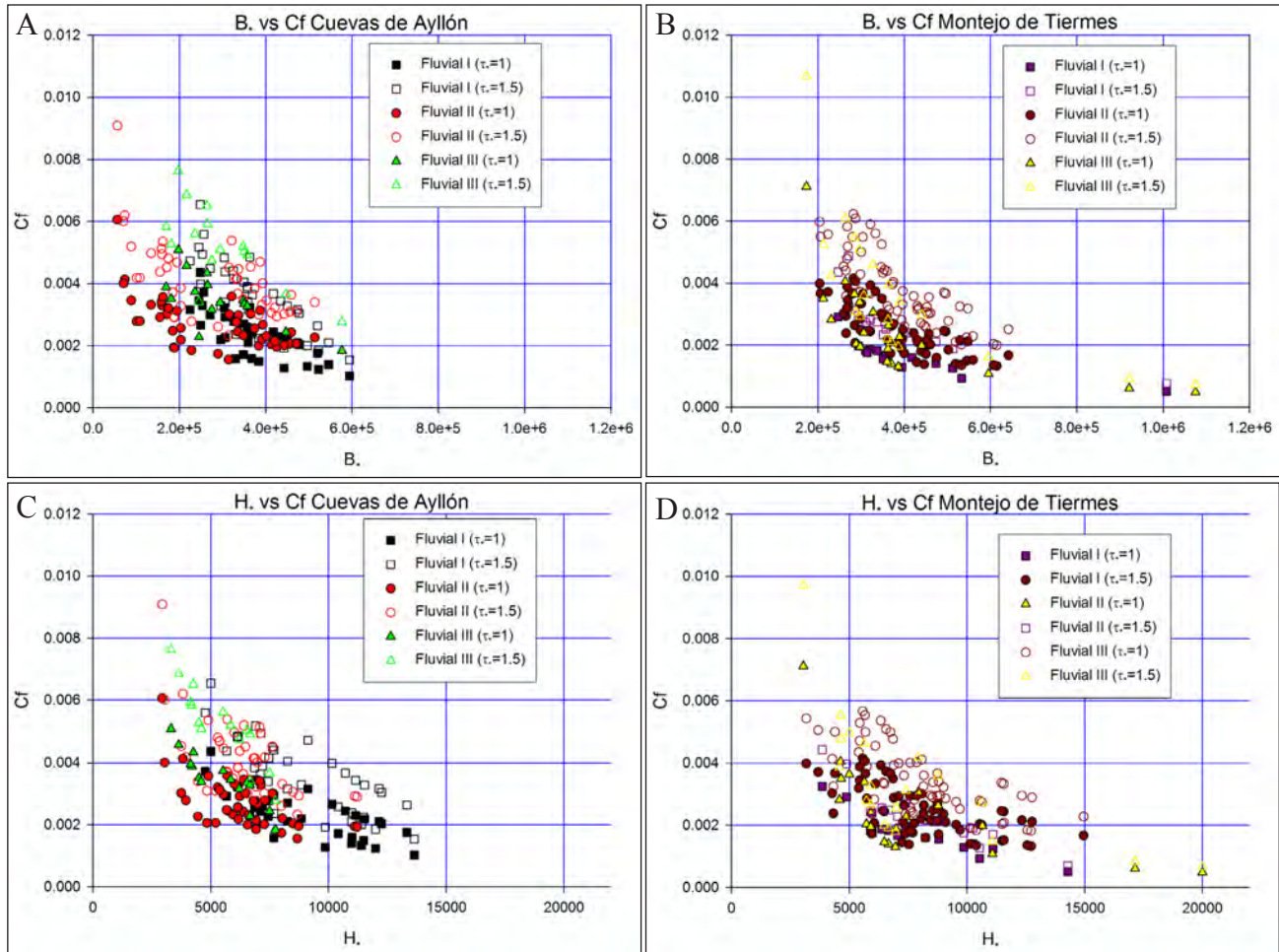


Fig. 5.19. Relación entre el coeficiente de fricción, la anchura adimensional y la profundidad adimensional.

Los resultados obtenidos para el **coeficiente de resistencia de Chezy “ C_z ”** (ecuación 28) en los sistemas estudiados son en $m^{1/2}/s$:

Para el afloramiento de Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I**: entre $2,16 \times 10^1$ y $1,76 \times 10^1$.
- **Fluvial II**: entre $1,97 \times 10^1$ y $1,61 \times 10^1$.
- **Fluvial III**: entre $1,73 \times 10^1$ y $1,41 \times 10^1$.

Para el afloramiento de Montejo de Tiermes son:

- **Fluvial I:** entre $2,58 \times 10^1$ y $1,84 \times 10^1$.
- **Fluvial II:** entre $2,08 \times 10^1$ y $1,37 \times 10^1$.
- **Fluvial III:** entre $2,31 \times 10^1$ y $1,61 \times 10^1$.

En este caso vuelve a repetirse que los valores obtenidos para el afloramiento de Cuevas de Ayllón muestran que es más resistente al flujo, luego en esta sección se movilizarán menos

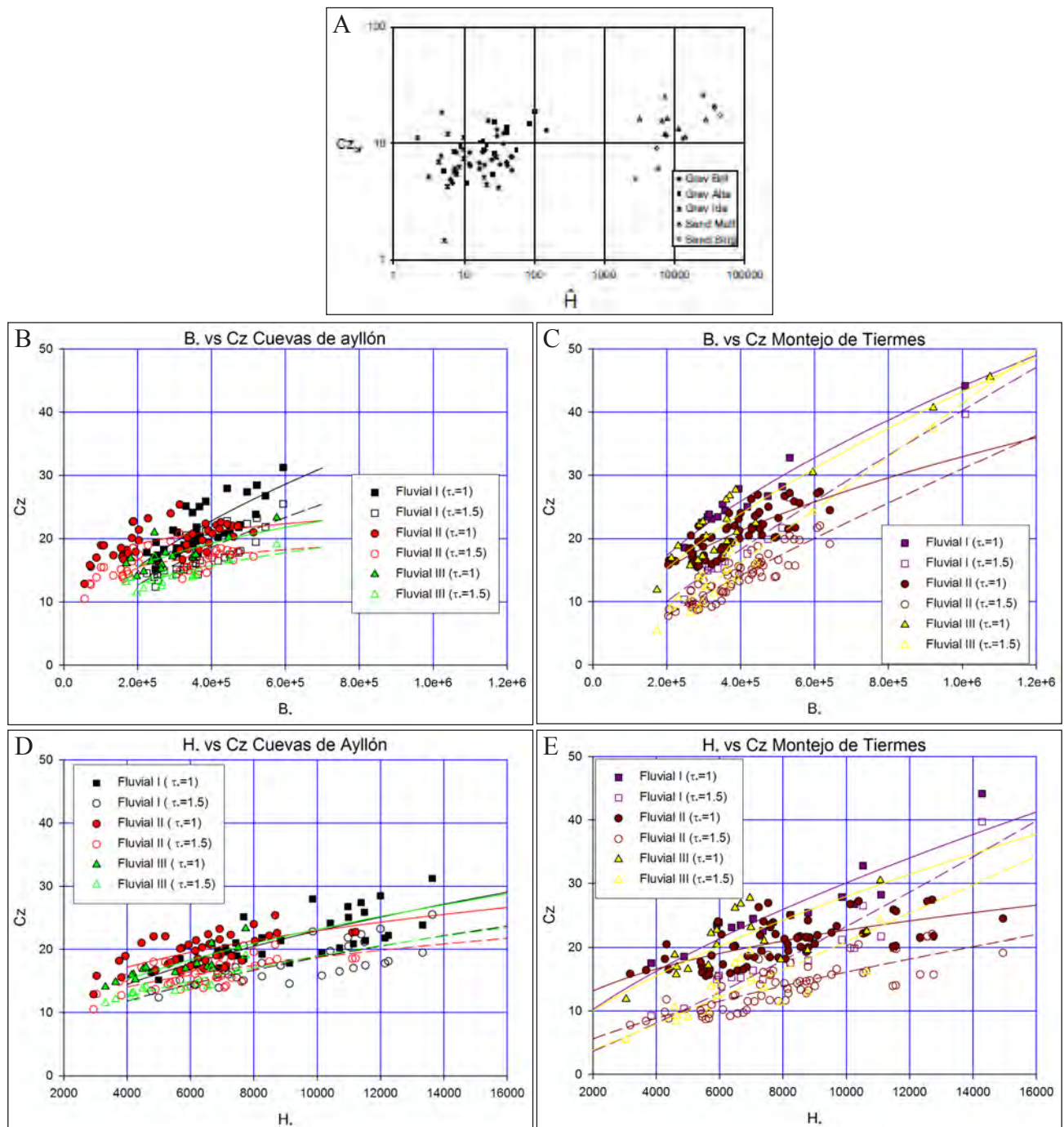


Fig. 5.20. A) Relación entre el coeficiente de Chezy y la profundidad adimensional realizada por Parker (2003); B y D) Relación entre el coeficiente de Chezy y la profundidad adimensional en Cuevas de Ayllón y Montejo de Tьерmes y C y E) Relación entre el coeficiente de Chezy y la anchura adimensional en Cuevas de Ayllón y Montejo de Tьерmes.

partículas y, por lo tanto, se producirá menos erosión. En este afloramiento se necesitaría más energía para mover los granos. Relacionando esta variable con la anchura y la profundidad del canal se aprecia que esta resistencia aumenta ligeramente al aumentar tanto la profundidad como la anchura (Fig. 5.20.). Los valores de fricción son en general bajos como corresponde a tamaños de grano no cohesivos finos.

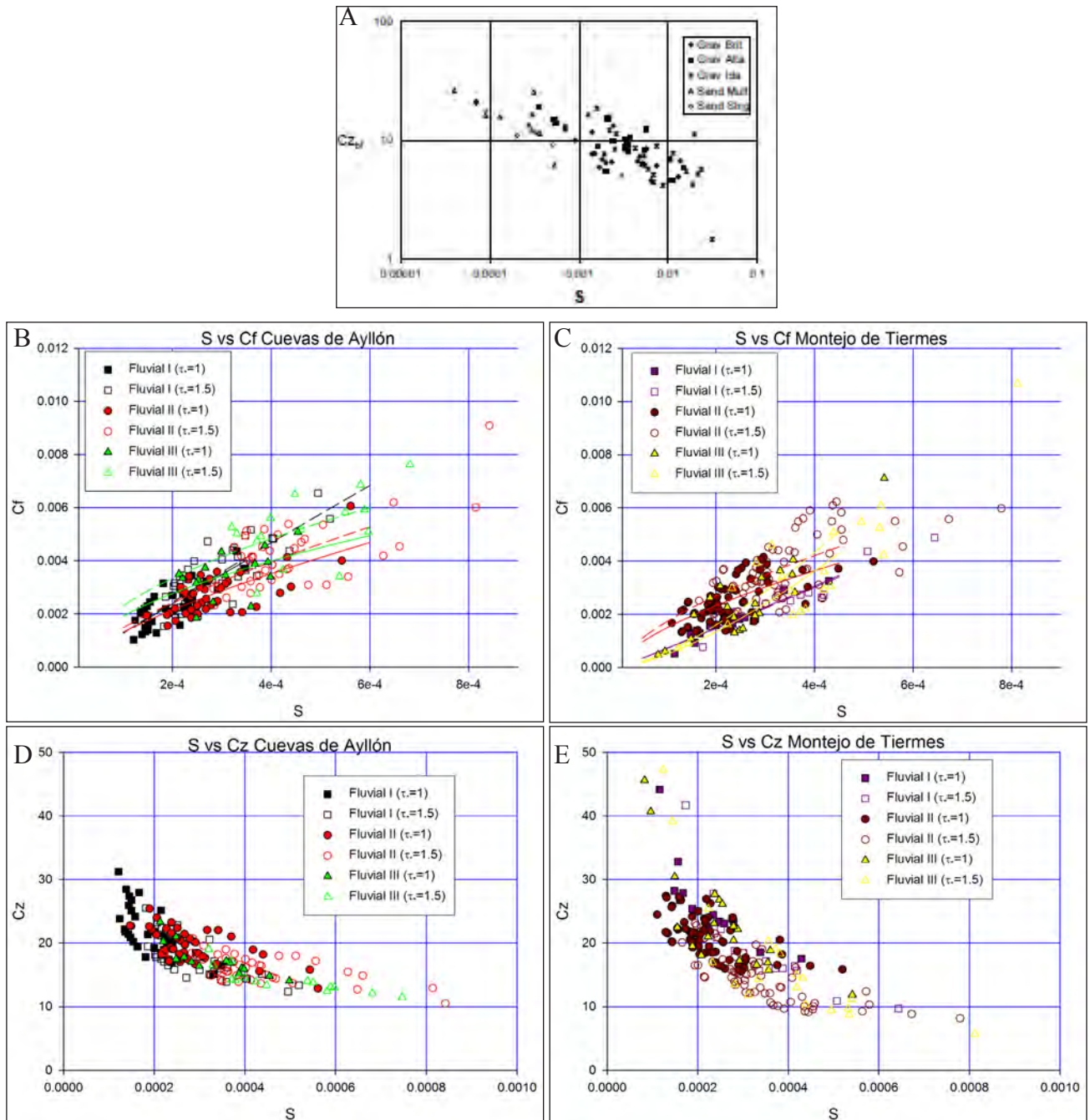


Fig. 5.21. A) Relación entre la pendiente y el coeficiente de Chezy realizada por Parker (2005); B y D) Relación entre la pendiente y el coeficiente de fricción en Cuevas de Ayllón y Montejo de Tiernas y C y E) Relación entre la pendiente y el coeficiente de Chezy en Cuevas de Ayllón y Montejo de Tiernas.

Relacionando los dos coeficientes de fricción con la pendiente (Fig. 5.21.) lo primero que se aprecia es que sigue la tendencia opuesta. El coeficiente de fricción crece ligeramente al aumentar la pendiente, mientras que el coeficiente de Chezy decrece de manera exponencial y

más dispersa, probablemente influenciado por la existencia de alguna forma de fondo. Como se aprecia cuanto mayor es la pendiente menor es la resistencia que hay que realizar para mover los granos.

5.5.3.5. Mecanismos de transporte de sedimentos y caracterización de las formas de fondo.

Los valores obtenidos el **número de Reynolds de partícula** “ Re^* ” (Índice de inestabilidad) (ecuación 29) en el afloramiento de Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I**: entre $5,11 \times 10^0$ y $6,258 \times 10^0$.
- **Fluvial II**: entre $5,51 \times 10^0$ y $6,75 \times 10^0$.

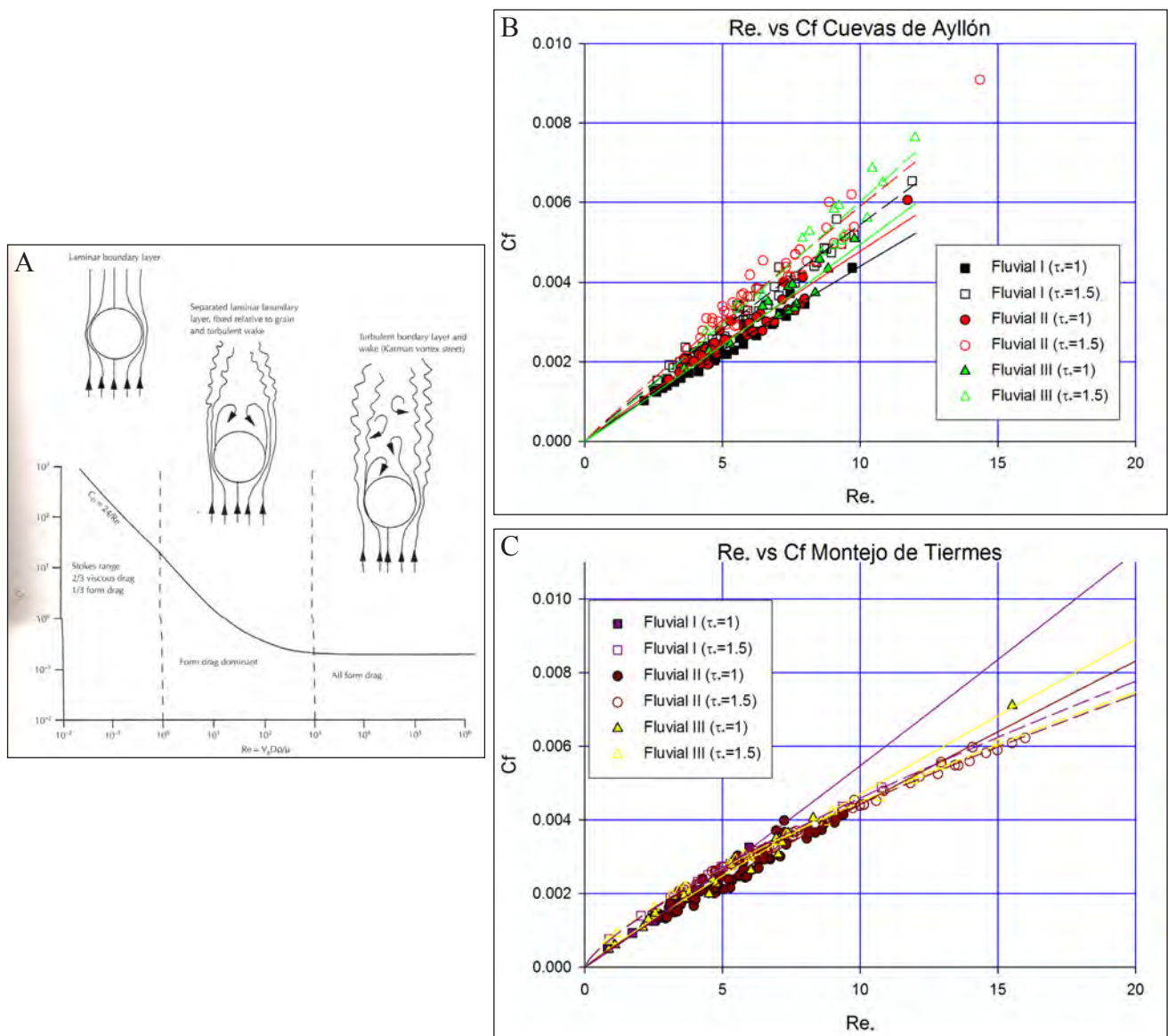


Fig. 5.22. A) Relación entre el número de Reynolds de Partícula y el coeficiente de fricción en Bridge (2003); B y C) Relación entre el número de Reynolds de Partícula y el coeficiente de fricción en los dos afloramientos estudiados.

- **Fluvial III:** entre $7,11 \times 10^0$ y $8,70 \times 10^0$.

Para el afloramiento de Montejo de Tiermes el valor de Re_* (Índice de inestabilidad) es:

- **Fluvial I:** entre $3,25 \times 10^0$ y $5,00 \times 10^0$.

- **Fluvial II:** entre $5,36 \times 10^0$ y $8,52 \times 10^0$

- **Fluvial III:** entre $4,99 \times 10^0$ y $8,62 \times 10^0$.

Los resultados del número de Reynolds de partícula muestran que el fondo es mayoritariamente liso y/o en transición a fondo rugoso. Este aspecto se puede apreciar en la figura 5.22. en la que se relaciona el número de Reynolds de Partícula y el coeficiente de fricción, dando una buena correlación aumentando el coeficiente de fricción con el número de Reynolds de partícula. Las partículas se localizan en el campo en el que se puede crear una capa laminar de flujo alrededor del grano, seguida de las capas turbulentas.

Los valores medios de espesor de la **subcapa viscosa “ δ ”** (ecuación 30) en los distintos estilos fluviales en el afloramiento de Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I:** entre $2,835 \times 10^{-4}$ y $2,315 \times 10^{-4}$ m

- **Fluvial II:** entre $2,740 \times 10^{-4}$ y $2,235 \times 10^{-4}$ m

- **Fluvial III:** entre $2,502 \times 10^{-4}$ y $2,043 \times 10^{-4}$ m

La relación el tamaño de grano y el espesor de la subcapa viscosa (**d/δ**) se encuentra entre:

- **Fluvial I:** entre $4,096 \times 10^{-1}$ a $4,968 \times 10^{-1}$.

- **Fluvial II:** entre $4,456 \times 10^{-1}$ a $5,458 \times 10^{-1}$.

- **Fluvial III:** entre $5,796 \times 10^{-1}$ y $7,099 \times 10^{-1}$.

Los valores medios de espesor de la **subcapa viscosa** en el afloramiento de Montejo de Tiermes son:

- **Fluvial I:** entre $3,33 \times 10^{-4}$ y $2,35 \times 10^{-4}$ m

- **Fluvial II:** entre $2,78 \times 10^{-4}$ y $1,83 \times 10^{-4}$ m

- **Fluvial III:** entre $3,05 \times 10^{-4}$ y $2,08 \times 10^{-4}$ m

La relación el tamaño de grano y el espesor de la subcapa viscosa (**d/δ**) se encuentra entre:

- **Fluvial I:** $2,56 \times 10^{-1}$ a $3,62 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial II:** $4,30 \times 10^{-1}$ a $6,52 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial III:** $3,62 \times 10^{-1}$ y $5,30 \times 10^{-1}$.

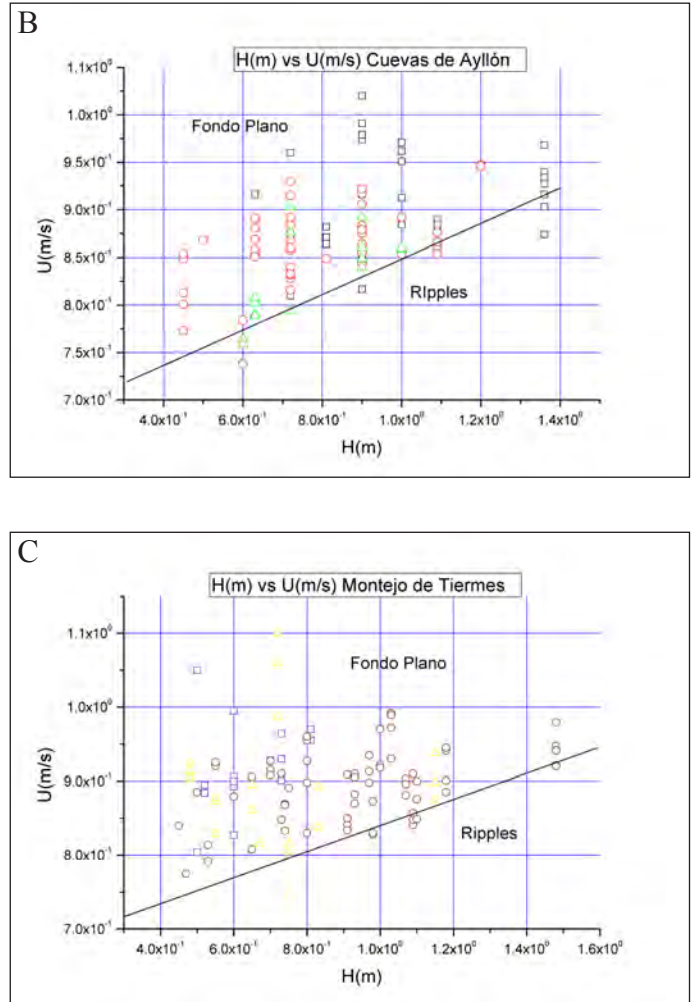
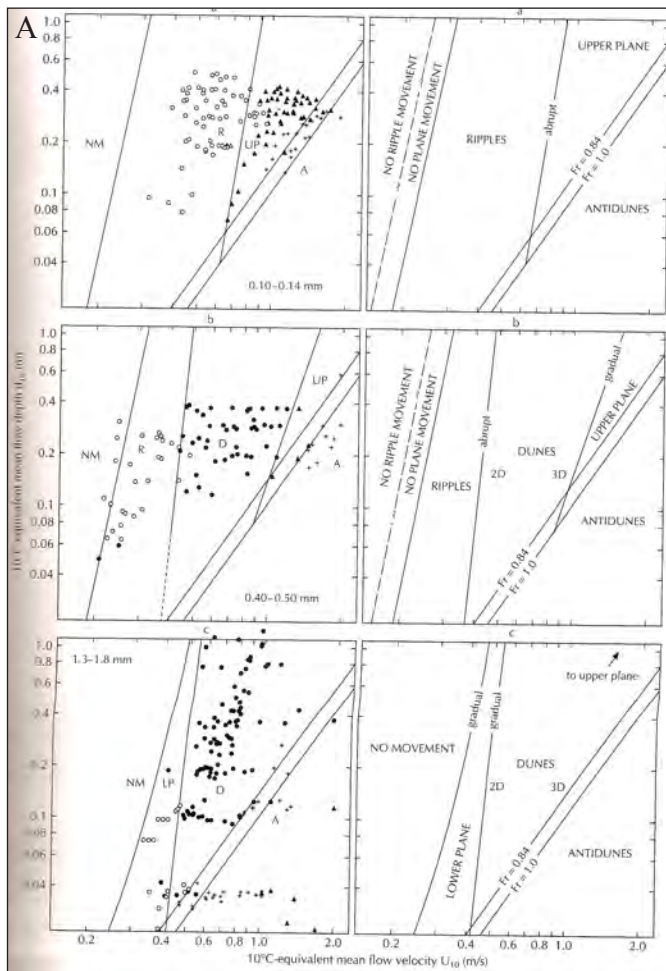


Fig. 5.23. A) Relación entre la profundidad y la velocidad (Southard y Boguchwal, 1990). Muestra el tipo de fondo existente durante el depósito. B y C) Relación profundidad-velocidad en Cuevas de Ayllón y en Montejo de Tiermes. Generalmente se produce fondo plano y en algunas muestras se presentan ripples.

La subcapa viscosa depende esencialmente del número de Reynolds, es decir, de la turbulencia del medio. El límite entre los distintos tipos de fondo (liso, en transición o rugoso) viene dado por la relación $d/\delta < 1$ (Ven te Chow, 1982). Los valores estimados indican la presencia de un fondo hidráulicamente liso para la mayor parte de las muestras. Solo algunas de ellas se localizan dentro del campo de transición entre fondo liso y rugoso. Esto significa que la subcapa viscosa se encuentra o casi a la misma altura o muy por encima del tamaño de los granos y por lo tanto el fondo no presenta rugosidad. (Fig. 5.22.). En estas condiciones las partículas suelen presentar escaso rozamiento con el fondo y la erosión puede ser muy pequeña.

Se ha empleado el diagrama tamaño de grano-profundidad-velocidad de flujo (Fig. 5.15.), modificado de Southard, (1971). Este gráfico nos muestra también cuales son las formas

de fondo con respecto al tamaño de grano, la velocidad y a una profundidad dada. Teniendo en cuenta que la profundidad media de los canales estudiados es de un metro (línea central de la figura 5.15) se producen escasos *ripples* y sobre todo, fondo plano de alto régimen. Si se usa un diagrama en el que se relaciona la profundidad del canal con la velocidad muestra un resultado similar (Fig. 5.23.), al igual que si relacionamos el número de Froude con el coeficiente de fricción de Chezy (Fig. 5.24.).

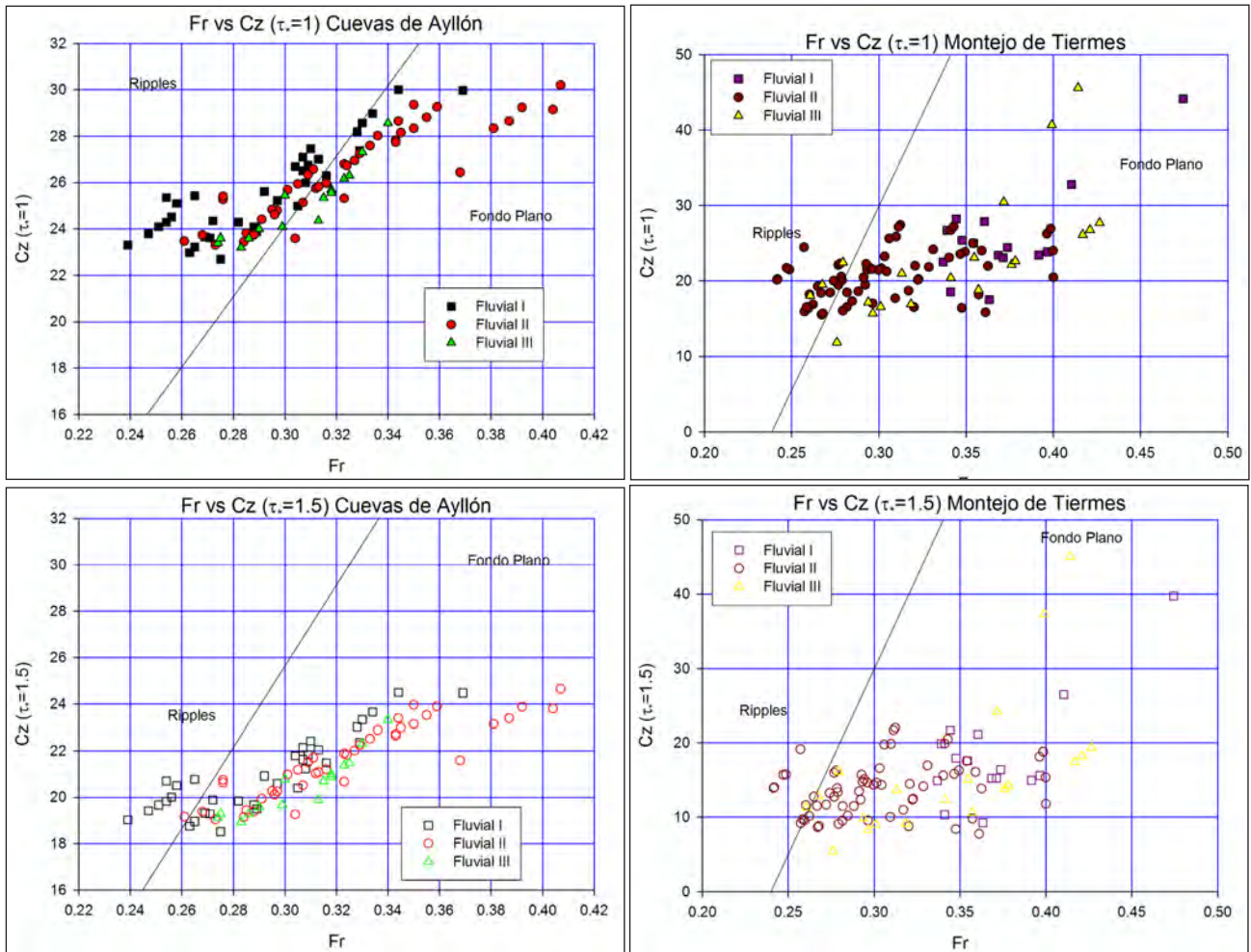


Fig. 5.24. Relación entre el número de Froude y el coeficiente de Chezy. Se muestra las formas de fondo de los dos afloramientos del área de estudio, fondo plano y ocasionalmente en algunas muestras, *ripples*.

Si se introducen los datos de tamaño de grano y tensión de corte adimensional en un diagrama de Shields (Fig.5.25.), en el que se apuntan los campos en los que se producen los distintos tipos de transporte, las muestras objeto de estudio se localizarían todas en el campo del transporte en suspensión.

Los resultados medios del **número de Rouse** “#” (ecuación 31) para cada uno de los estilos fluviales (Fig. 5.26) estudiados en Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I**: entre $2,66 \times 10^{-1}$ y $2,17 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial II**: entre $2,32 \times 10^{-1}$ y $1,89 \times 10^{-1}$.

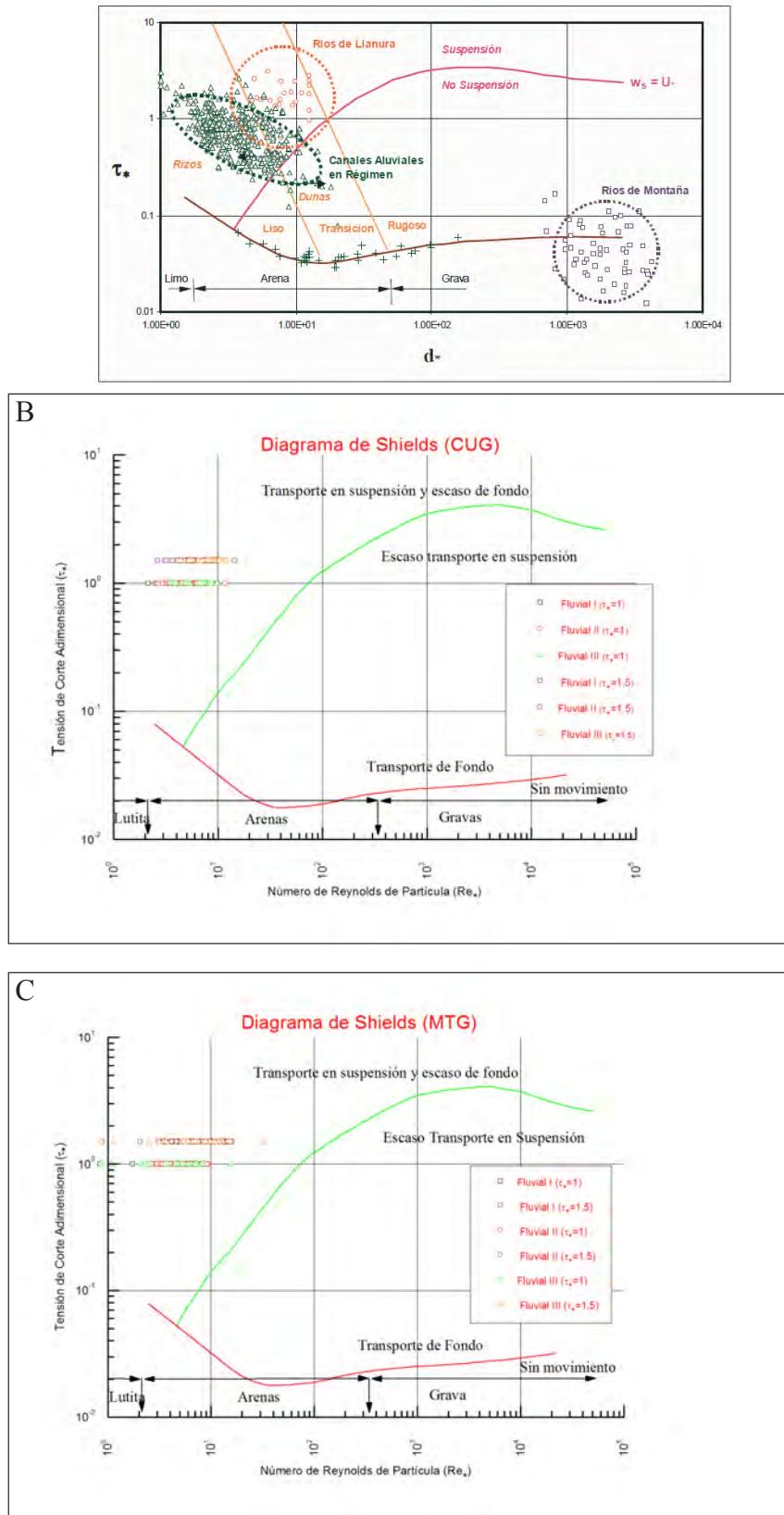


Fig. 5.25. Diagrama de Shields. Relaciona el número de Reynolds de partícula con la tensión de corte adimensional. A) Ejemplo realizado por Farias (2005); B y C) Diagrama de Shields en Cuevas de Ayllón y en Montejo de Tiermes. En ambos casos las muestras presenta una carga en suspensión dominante.

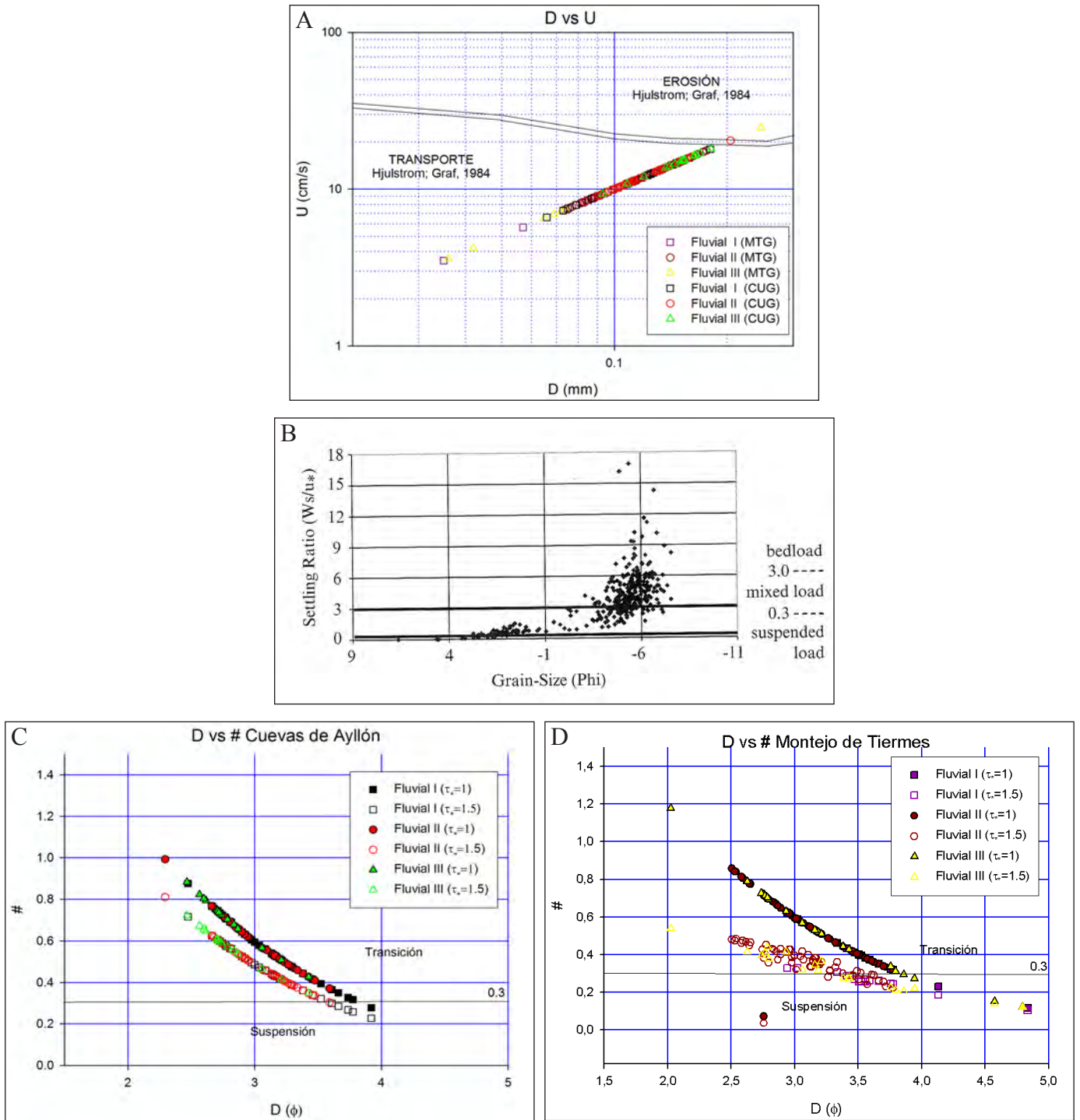


Fig. 5.26. Relación tamaño de grano y velocidad (A). Casi todas las muestras de estudio se encuentran en el campo del transporte. Tamaño de grano con el número de Rouse: B) Ejemplo de Friend y Dade (2005); C y D). Relación tamaño de grano-número de Rouse en Cuevas de Ayllón y Montejo de Tiermes. Separa las muestras que están en un sistema de transporte en suspensión o en transición entre transporte de fondo y suspensión.

- **Fluvial III:** entre $2,80 \times 10^{-1}$ y $2,29 \times 10^{-1}$.

En Montejo de Tiermes los valores medios del Número de Rouse son:

- **Fluvial I:** entre $3,85 \times 10^{-1}$ y $2,57 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial II:** entre $6,21 \times 10^{-1}$ y $3,98 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial III:** entre $5,16 \times 10^{-1}$ y $3,13 \times 10^{-1}$.

Los valores obtenidos para el número de Rouse indicarían que el tipo de transporte en los tres sistemas fluviales podría ser en un alto porcentaje en suspensión, ya que el número de Rouse se encuentra entre 0,2 y 0,8 y el límite entre suspensión y transición se localiza en 0,3. Estos valores indican posiblemente más del 50% en suspensión. Comparando los tres estilos fluviales se puede apreciar como el número de Rouse para el Fluvial II muestra el valor más bajo, seguido de Fluvial I y de Fluvial III. Esto quiere decir que el Fluvial II tenía mayor cantidad de material en suspensión.

También comparando el ratio del tamaño de grano-profundidad y la pendiente se pueden situar las muestras en un tipo de transporte. En ambos afloramientos (Fig. 5.27.), las muestras se encontrarían dentro del campo de la carga en suspensión o mixta según Friend y Dide (2005).

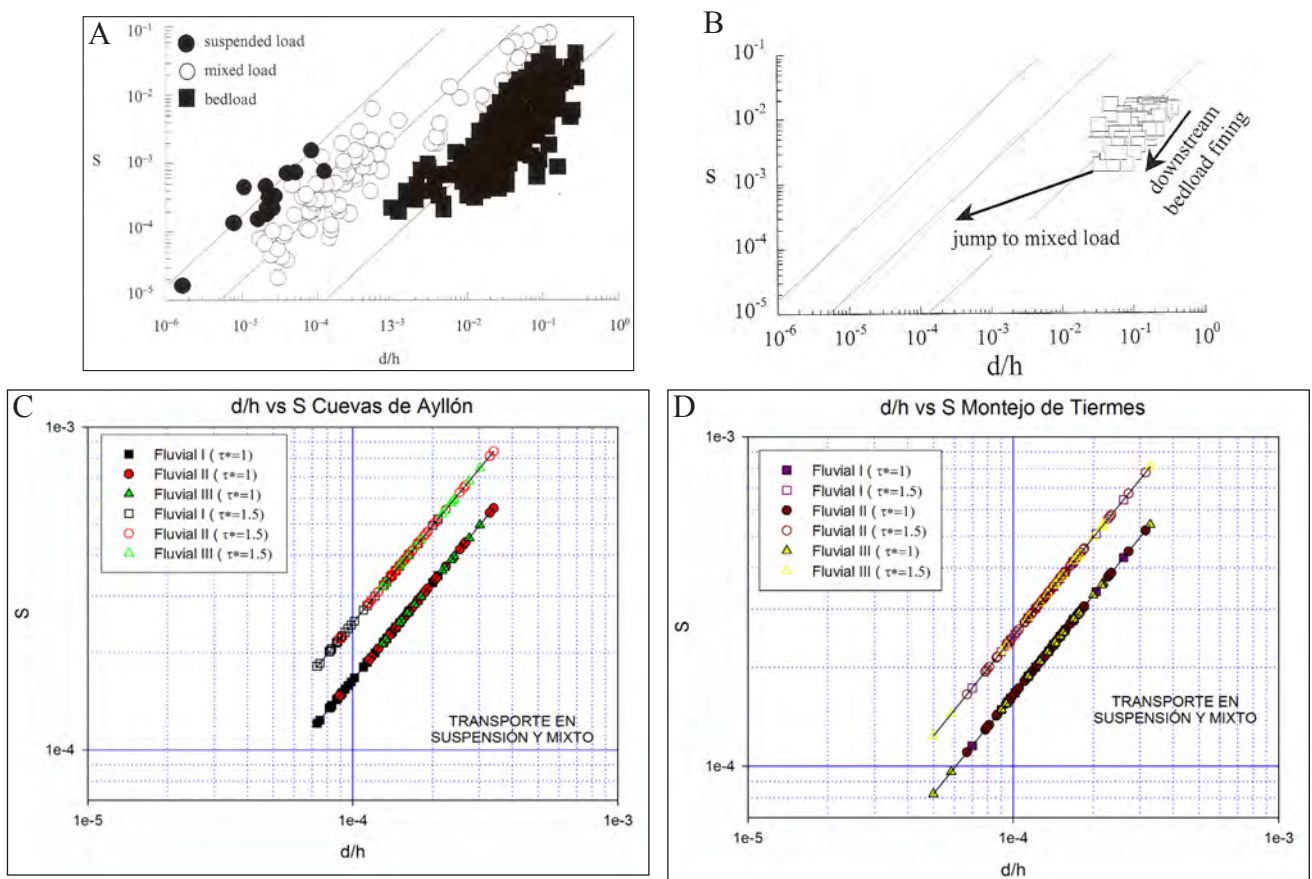


Fig. 5.27. Relación entre el ratio de tamaño de grano-profundidad y la pendiente. A y B) Datos y evolución de las muestras analizadas por Friend y Dade (2005); C y D) Relación entre el ratio de tamaño de grano-profundidad y la pendiente en Cuevas de Ayllón y en Montejo de Tiermes. Todas las muestras estudiadas se localizan en el campo del transporte en suspensión o mixto.

5.5.3.6. Estimación del paleocaudal y paleocarga de sedimentos.

Los resultados medios de la **carga de sedimento adimensional** “ q_s^* ” (ecuación 32) en Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I:** entre $2,41 \times 10^{-1}$ y $4,44 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial II:** entre $1,95 \times 10^{-1}$ y $3,64 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial III:** entre $1,53 \times 10^{-1}$ y $2,82 \times 10^{-1}$.

En Montejo de Tiermes la carga de sedimento adimensional es:

- **Fluvial I:** entre $3,51 \times 10^{-1}$ y $6,45 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial II:** entre $2,21 \times 10^{-1}$ y $4,07 \times 10^{-1}$.
- **Fluvial III:** entre $3,00 \times 10^{-1}$ y $5,52 \times 10^{-1}$.

Una vez obtenida la carga de sedimento adimensional, se puede calcular la carga de sedimentos dimensional con la ecuación (33). En Cuevas de Ayllón los valores obtenidos para la **carga de sedimento** (q_s) son:

- **Fluvial I:** entre $1,09 \times 10^{-4}$ y $2,01 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial II:** entre $1,01 \times 10^{-4}$ y $1,86 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial III:** entre $1,02 \times 10^{-4}$ y $1,88 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.

En Montejo de Tiermes la carga de sedimentos es:

- **Fluvial I:** entre $9,51 \times 10^{-5}$ y $1,74 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial II:** entre $1,07 \times 10^{-4}$ y $1,96 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial III:** entre $9,89 \times 10^{-5}$ y $1,81 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$.

El **caudal total por unidad de área** (q_w) viene definida por las ecuaciones (34) y (35). Los resultados medios de este parámetro para en Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I:** $9,22 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.
- **Fluvial II:** $8,63 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.
- **Fluvial III:** $6,39 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.

En Montejo de Tiermes los valores del caudal total por unidad de área son:

- **Fluvial I:** $5,87 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.
- **Fluvial II:** $8,33 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.
- **Fluvial III:** $6,5 \times 10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$.

Existe una marcada relación entre la carga de sedimentos y el caudal líquido (Fig. 5.28.) en la que una aumenta con el aumento del otro.

El **caudal total (Q)** viene definida por la ecuación (36), y depende de la velocidad y la anchura y profundidad del canal. Los resultados medios de este parámetro para en Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I:** $3,84 \times 10^1 \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial II:** $2,13 \times 10^1 \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial III:** $2,74 \times 10^1 \text{ m}^3/\text{s}$.

En Montejo de Tiermes son:

- **Fluvial I:** $1,87 \times 10^1 \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial II:** $3,93 \times 10^1 \text{ m}^3/\text{s}$.
- **Fluvial III:** $2,52 \times 10^1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Los resultados tanto de la carga de sedimento como del caudal líquido nos indican que estos canales no son muy grandes y posiblemente estables lateralmente (Schumm, 1985). La carga de sedimento es moderada y aumenta desde el Fluvial I al Fluvial III en Cuevas de Ayllón. En Montejo de Tiermes el Fluvial II es ligeramente superior, aunque parece seguir la misma tendencia en la que aumenta de base a techo de la sección, entre el Fluvial I y el Fluvial III. La carga de sedimento suele ser mayor en Cuevas de Ayllón que en Montejo de Tiermes, sobre todo para los valores calculados con una tensión de corte adimensional de 1, mientras que para los calculados con el valor de tensión de corte de 1,5, son prácticamente iguales.

Sin embargo hay variaciones en cuanto al caudal de sedimento. En Cuevas de Ayllón es mayor en el Fluvial I, seguido del Fluvial III y el Fluvial II; en cambio en Montejo de Tiermes es mayor el Fluvial II, seguido del III y del I. Esto se debe a variaciones en la velocidad con respecto a las dimensiones del canal.

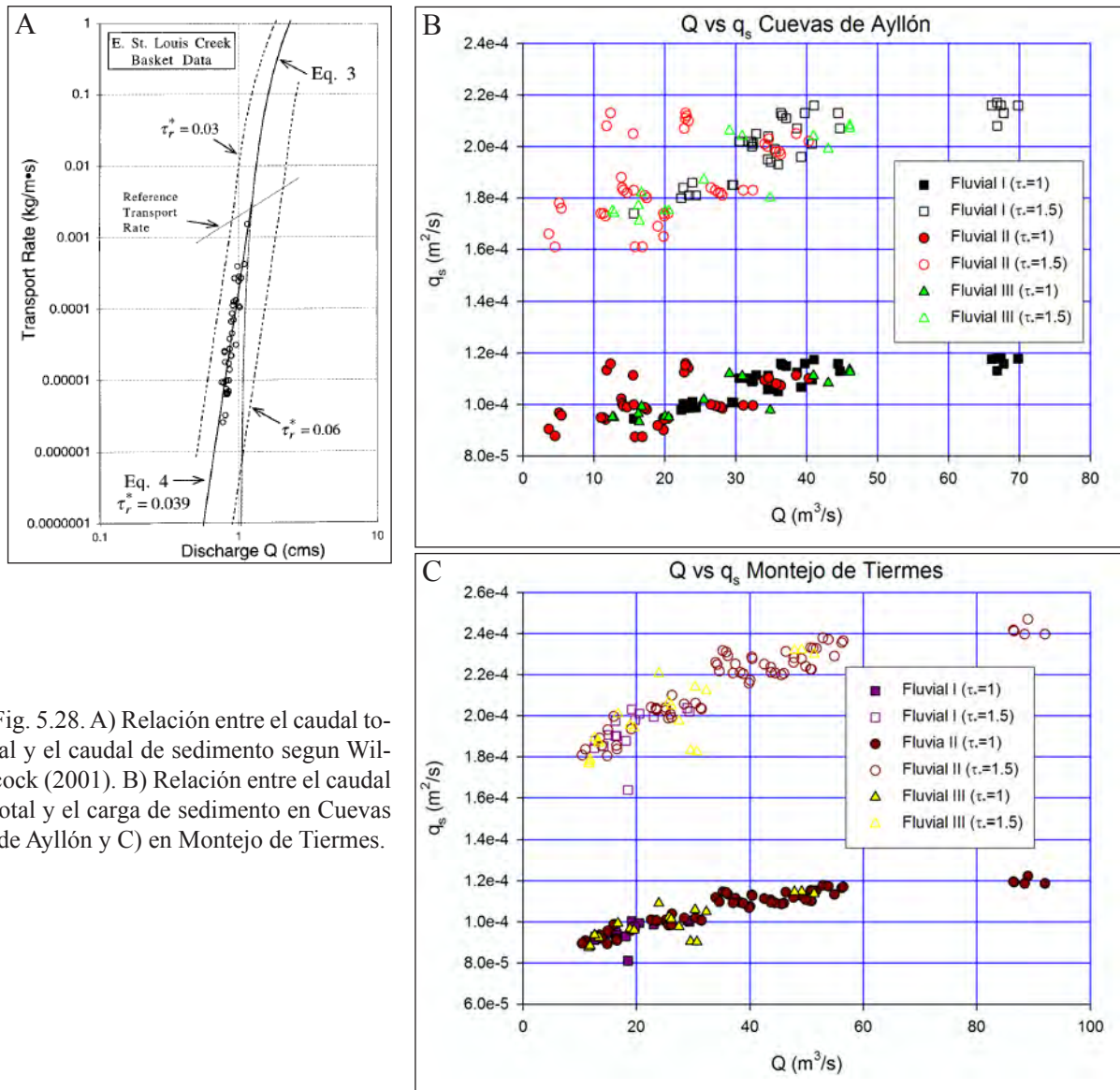


Fig. 5.28. A) Relación entre el caudal total y el caudal de sedimento según Wilcock (2001). B) Relación entre el caudal total y el carga de sedimento en Cuevas de Ayllón y C) en Montejo de Tiermes.

5.5.3.7. Potencia hidráulica o fluvial (Stream Power)

En este trabajo se han calculado dos tipos de potencia fluvial o hidráulica. Las diferencias entre ambas radican en el cálculo de la energía total (Ω) o por unidad de ancho del canal (ω).

Los resultados medios obtenidos, por medio de la ecuación 37, en Cuevas de Ayllón los valores para la **potencia hidráulica total** (energía total) son:

- **Fluvial I**: entre $6,99 \times 10^1$ y $1,05 \times 10^2$ J/s
- **Fluvial II**: entre $5,39 \times 10^1$ y $8,09 \times 10^1$ J/s.

- **Fluvial III:** entre $8,04 \times 10^1$ y $1,21 \times 10^2$ J/s.

En Montejo de Tiermes la potencia hidráulica total medio es:

- **Fluvial I:** entre $3,94 \times 10^1$ y $5,91 \times 10^1$ J/s.

- **Fluvial II:** entre $7,79 \times 10^1$ y $1,16 \times 10^2$ J/s.

- **Fluvial III:** entre $5,88 \times 10^1$ y $8,82 \times 10^1$ J/s.

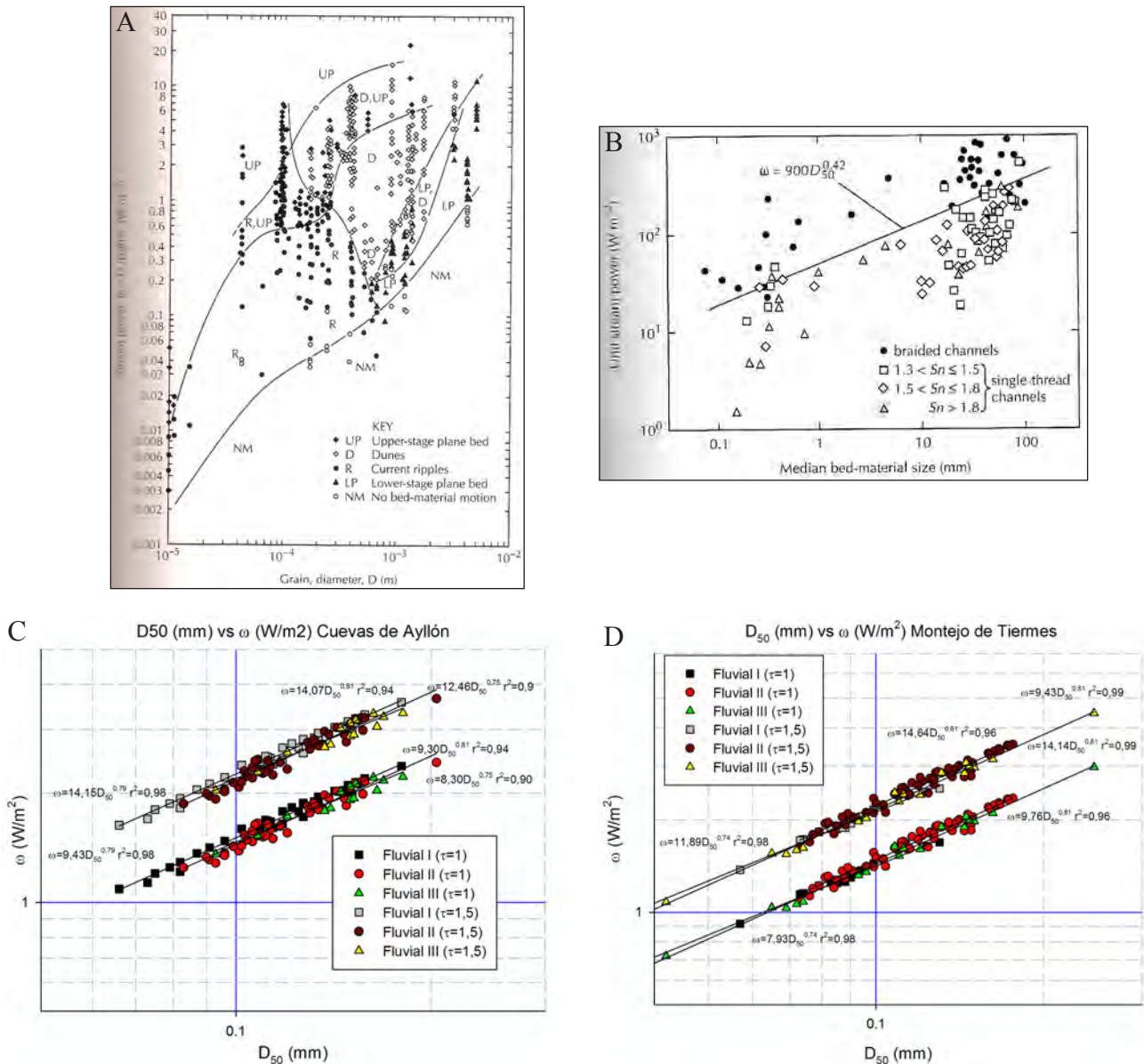


Fig. 5.29. Relación entre el tamaño de grano medio (D_{50}) y la potencia hidráulico específica (ω). A) Trabajo realizado por Allen (1983); B) Relación entre el tamaño de grano medio (D_{50}) y la potencia hidráulico específica (ω) despues de Van den Berg (1995); C y D) Relación entre el tamaño de grano medio (D_{50}) y la potencia hidráulico específica (ω) en Cuevas de Ayllón y en Montejo de Tiermes.

La **potencia hidráulica específica** viene definida por la ecuación 38. Los resultados medios de este parámetro para en Cuevas de Ayllón son:

- **Fluvial I:** entre $1,69 \times 10^0$ y $2,53 \times 10^0$ W/m²
- **Fluvial II:** entre $1,70 \times 10^0$ y $2,54 \times 10^0$ W/m²
- **Fluvial III:** entre $1,94 \times 10^0$ y $2,91 \times 10^0$ W/m²

En Montejo de Tiermes los valores de la potencia hidráulica específica por unidad de área son:

- **Fluvial I:** entre $1,25 \times 10^0$ y $1,87 \times 10^0$ W/m²
- **Fluvial II:** entre $2,09 \times 10^0$ y $2,57 \times 10^0$ W/m²
- **Fluvial III:** entre $2,45 \times 10^0$ y $2,31 \times 10^0$ W/m²

La mejor manera de estimar cual es el potencial de un río para ser efectivo geomorfológicamente es evaluar la distribución de la potencia hidráulica (Baker y Costa, 1987; Kale y Hire, 2007 y Ortega, 2007). En la figura 5.29. se describe la relación entre el tamaño de grano medio y la potencia hidráulica específica tanto para el afloramiento de Cuevas de Ayllón como para el de Montejo de Tiermes. Se han estimado las siguientes ecuaciones empíricas entre los parámetros:

- | | |
|--|--|
| - Fluvial I (CUG: $\tau=1$): $\omega=9,43D_{50}^{0,79}$ | Fluvial I (CUG: $\tau=1,5$): $\omega=14,15D_{50}^{0,79}$ |
| - Fluvial II (CUG: $\tau=1$): $\omega=9,30D_{50}^{0,81}$ | Fluvial II (CUG: $\tau=1,5$): $\omega=14,07D_{50}^{0,79}$ |
| - Fluvial III (CUG: $\tau=1$): $\omega=8,30D_{50}^{0,75}$ | Fluvial III (CUG: $\tau=1,5$): $\omega=12,46D_{50}^{0,75}$ |
| - Fluvial I (MTG: $\tau=1$): $\omega=7,93D_{50}^{0,74}$ | Fluvial I (MTG: $\tau=1,5$): $\omega=11,89D_{50}^{0,74}$ |
| - Fluvial II (MTG: $\tau=1$): $\omega=9,76D_{50}^{0,81}$ | Fluvial II (MTG: $\tau=1,5$): $\omega=14,64D_{50}^{0,79}$ |
| - Fluvial III (MTG: $\tau=1$): $\omega=14,14D_{50}^{0,81}$ | Fluvial III (MTG: $\tau=1,5$): $\omega=9,43D_{50}^{0,75}$ |

Estas relaciones en las que se obtienen altos valores de la constante (a) y bajos valores del exponente (b) son coherentes con canales de tipo *braided* como los descritos por Mosley (1983); Van der Berg (1995) y Bledsoe y Watson (2001).

Estos valores son relativamente bajos a medios, pudiendo corresponder a condiciones normales de la corriente (Kale y Hire, 2007), pero al presentar un tamaño de grano muy pequeño es una potencia suficiente para poner en movimiento gran cantidad de material (Petit *et al.* 2005). Si aumentan los caudales, se ponen altas cantidades de material en suspensión. Por el contrario son el aumento del esfuerzo de cizalla responsable del movimiento del material que circula como carga de fondo.

Se observa que la potencia hidráulica específica tiende a ser ligeramente inferior o casi igual en Montejo de Tiermes que en Cuevas de Ayllón. Podría considerarse un comportamiento normal, según Knighton (1999), que afirma que la potencia específica tiende a disminuir desde la zona de cabecera hacia zonas aguas abajo.

Los resultados obtenidos para la potencia hidráulica total vuelven a ser coherentes con ríos de potencia media. La potencia aumenta con el aumento de la tensión de corte ya que favorece la eficacia del flujo.

La potencia total es semejante en ambos afloramientos, aunque tiende a ser superior en Cuevas de Ayllón (Fig.5.30), donde había más aporte de sedimentos y más caudal.

Las variaciones de ambas variables en ambos afloramiento dentro de los distintos sistemas aluviales no es muy significativa. Se observa una ligera tendencia a que los valores aumenten desde el Fluvial I al Fluvial III, aunque no en todas las zonas.

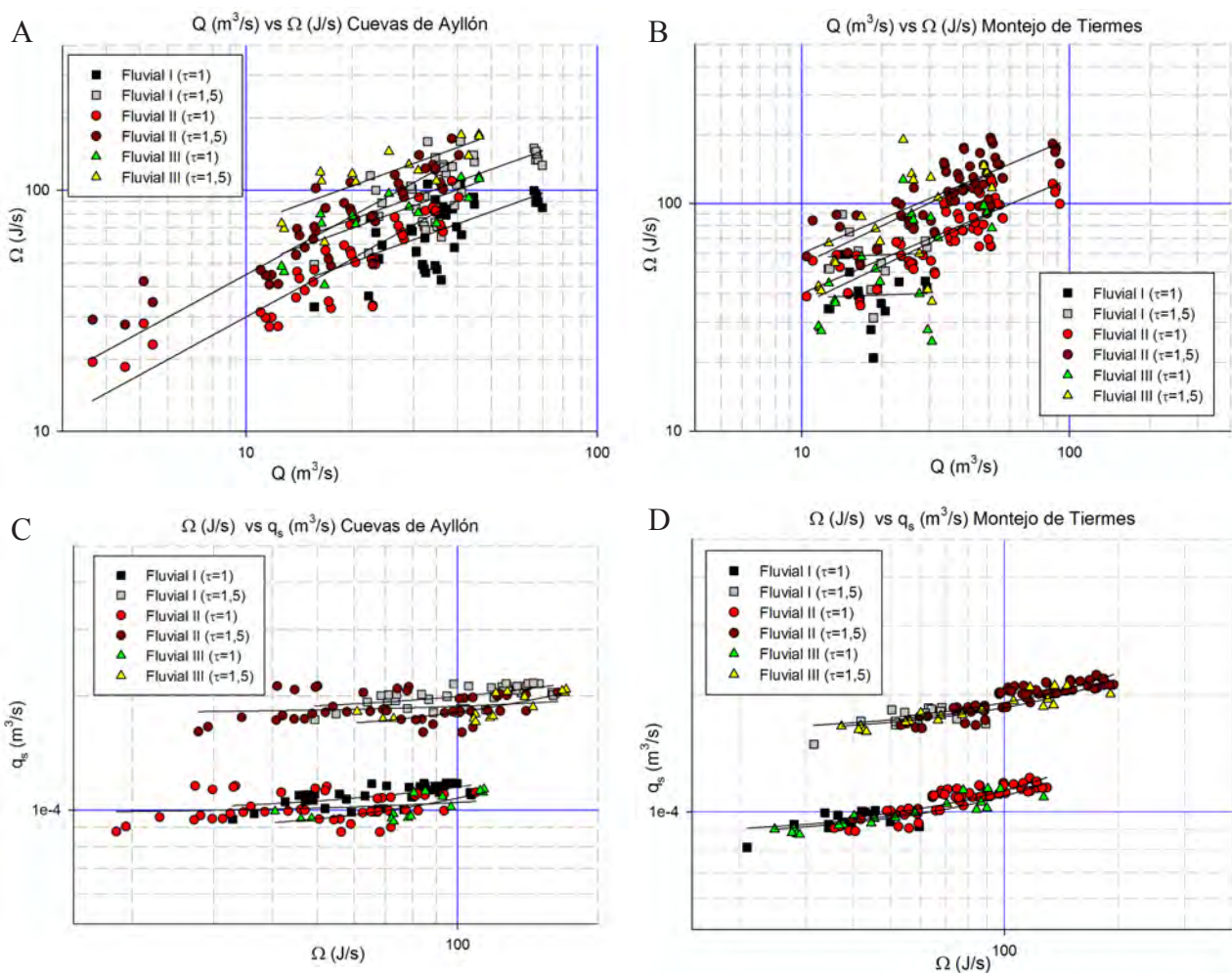


Fig. 5.30. Relación entre la el caudal total (Q) y la potencia hidráulica total (Ω) (A) en Cuevas de Ayllón y (B) Montejo de Tiernas. Relación de la carga de sedimentos (q_s) y la potencia hidráulica total (Ω) en (C) Cuevas de Ayllón y en (D) Montejo de Tiernas.

5.6. Calibración del método paleohidráulico por medio de experimentación.

5.6.1. Canal de formas de fondo. Experimento 1.

Estimados los parámetros hidráulicos para los dos afloramientos, se intentó reproducir algunos de los procesos en el laboratorio. Se organizó un experimento en un canal de simulación. En este canal se pueden modificar los valores de algunos parámetros como la pendiente, el tamaño de grano y el caudal. Al realizar estos experimentos se pueden estudiar las formas de fondo, la carga de sedimentos, etc.

El objetivo principal a la hora de realizar el experimento era reproducir a escala y validar la configuración y las condiciones de transporte estimadas en la reconstrucción paleohidráulica de los sedimentos del Triásico Superior en facies *Keuper*.

El experimento se realizó en un canal de simulación (*flume*). Este equipo (Fig. 5.31.) es un canal recto, en el cual podemos controlar el caudal de agua y de sedimento que pasa por el mismo. En este tipo de experimentos es fácil observar y medir algunos parámetros como el transporte de sedimento y la configuración del fondo. La característica principal del canal con el que se ha trabajado, es que presenta recirculación de agua y sedimento, también llamado un circuito con sistema de *overflow* (SEMP, 1977). Este mecanismo consiste en que el flujo uniforme que pasa por el canal, cae, a través de la caja de salida, aguas abajo, a un tipo de recipiente en el que el nivel del agua es más bajo e independiente del canal. Posteriormente, la mezcla de agua y arena es de nuevo bombeada desde el recipiente a la entrada del canal. La parte más compleja de este sistema es el ajuste del tirante de agua y de la velocidad del flujo, con respecto a el caudal del canal en cada momento. En este tipo de experimentos es aceptado que las características del flujo y el estado del fondo, en sus diferentes configuraciones, dependen solo de la combinación final de la profundidad y el caudal estabilizados, y no de la manera en que estas condiciones fueron establecidas.

El canal utilizado puede verse en la fig. 5.31. Está compuesto por un canal de 4 m de longitud y 15 cm de anchura. Aguas arriba se sitúa la bomba de agua que se maneja con un par de válvulas situadas en un lateral. Aguas abajo se localiza una compuerta para poder controlar la descarga de agua-sedimento y el tirante de agua hasta llegar al flujo uniforme. Una vez que el agua sale del canal baja al gran recipiente de base, donde, por medio de la bomba, es enviada de nuevo al canal. Junto a la bomba hay una válvula que nos permite modificar el valor de la pendiente. Para medir la velocidad a la que se mueve el flujo en el canal se ha utilizado un velocímetro *doppler* acústico (ADV) de la marca Sontek. Este aparato (Fig. 5.32.) mide la velocidad en las tres direcciones XYZ con alta precisión. Se sitúa uno de los sensores en la dirección de la corriente (Dirección X) y mide la velocidad, usando el efecto *doppler*.

Al comenzar el experimento hay que ajustar algunos parámetros como el tirante de agua, la velocidad y la descarga con el fin de obtener un flujo uniforme. El flujo tiende automáticamente a ser uniforme sobre el fondo de sedimento erosionable. Si la pendiente con

la que se empieza el experimento es demasiado alta, se debe entonces tener el tirante de agua grande y la velocidad pequeña, aguas abajo del canal, para llegar a tener un flujo uniforme. La tasa de transporte de sedimento sería muy grande aguas arriba, resultando un patrón de erosión al principio del canal y depósito aguas abajo, al final del canal. Estas condiciones de erosión y depósito continuarían hasta que se estabilizaran los parámetros anteriores. El resultado del experimento con una pendiente demasiado baja sería a la inversa. Se necesitaría un tirante de agua más pequeño y una velocidad mayor, lo que provocaría sedimentación al principio del canal y erosión al final. Por lo tanto hay que conseguir llegar a flujo uniforme lo antes posible para evitar que la capa de arena pierda el fondo nivelado que se ha preparado para realizar el experimento.

La pendiente en este tipo de experimentos no es el parámetro de mayor importancia. Esto se debe a que el flujo se ajusta a la potencia de la capa de arena del fondo a lo largo del canal, según la pendiente elegida, hasta que el flujo se hace uniforme. El ajuste de este parámetro es conveniente pero no es esencial para el buen desarrollo del experimento.

El flujo uniforme está definido por el número de Reynolds y la rugosidad del fondo, con una geometría de canal y una tensión de corte dadas. Cuando se pueden trazar dos líneas imaginarias, rectas y paralelas en el fondo y en la superficie del agua significa que el experimento se ha equilibrado bien y el flujo es uniforme. La pendiente y por consiguiente, la tensión de corte de contorno son fácilmente determinadas midiendo el perfil agua-superficie.

Es importante tener en cuenta que los experimentos en un canal de simulación no son completamente representativos de las corrientes naturales, pero sí nos dan una aproximación al funcionamiento de los mismos (Paola y Seal, 1995; Paola y Mohrig, 1996; Paola *et al.*, 1999; Wilcock y Kenworthy, 2002). Las razones principales por las que no son completamente representativos son:

- La sección del canal es rectangular y los muros son rectos y no erosionables.
- La relación anchura/profundidad es un valor muy pequeño.
- La máxima profundidad que puede alcanzar el flujo en estos experimentos es casi la profundidad mínima en los canales naturales.
- Con respecto a la longitud del canal, aunque el canal sea lo suficientemente largo para desarrollar formas de fondo es aún demasiado corto para ajustar la pendiente de erosión y depósito, ya que las condiciones del flujo están cambiando de manera más rápida que en los flujos naturales.

No obstante, trabajar con estos canales proporciona información valiosa en aspectos de la configuración del fondo, la resistencia al movimiento del grano, la geometría y las condiciones de cambio del fondo.

Para realizar la simulación se decidió usar el mismo tamaño de grano medio que el obtenido para los afloramientos de estudio. Este tamaño de grano es 0,1 mm. Así se puede observar la evolución de las formas de fondo al incrementar la velocidad o cualquier otro parámetro. Por lo tanto se situó en el fondo del canal una capa de arena de tamaño 0,1 mm con un espesor de unos 10 cm. El experimento se ha puesto en funcionamiento varias veces estabilizando el flujo hasta que sus características correspondieran a las de un flujo uniforme, variando diferentes parámetros como la pendiente, la velocidad del flujo, el tirante de agua, etc. El espesor, de 10 cm, de arena que se coloca en el fondo del canal es suficiente para que se puedan desarrollar formas de fondo, sin que se erosione toda la arena de la zona aguas arriba del canal y se exponga la base. Este fenómeno sucede en los primeros momentos en los que se pone en funcionamiento el experimento hasta que se consigue que el canal se estabilice y que el flujo sea uniforme.

La velocidad del flujo con el que comienza el transporte depende del tamaño del grano y de las irregularidades del fondo preexistente. Estas irregularidades deberían de ser mínimas si se ha nivelado el fondo del canal de simulación (Harms *et al.*, 1975). En la figura 5.32. se muestran los gráficos de velocidad en X, Y y Z, pertenecientes al experimento RUN23, se observa la homogeneidad en la velocidad para las tres direcciones. Las primeras formas en aparecer son *ripples* de cresta recta, lo que indica que ha comenzado un intercambio entre el grano en transporte y el grano en el fondo. Para los experimentos que realizamos nos interesa llegar hasta fondo plano que es la situación que se ha obtenido con los cálculos hidráulicos. El paso de un estado a otro se produce con el decrecimiento en la altura de los *ripples* y su progresiva redondez, hasta la destrucción de las formas, generándose un fondo plano. La superficie de transporte no presenta relieve alguno. Si pudiésemos observar el fondo a microescala veríamos que el transporte sigue siendo de surco-cresta, observando la generación de flujos más débiles por una estructura laminada de la turbulencia en la capa del flujo cercana al fondo (Graf y Altinakar, 1991). Esta observación es difícil de realizar también por la gran cantidad de sedimento en suspensión que se está moviendo sobre el fondo (Fig. 5.33.). Es destacable la rapidez con la que se estabiliza el fondo plano con respecto al fondo con los *ripples*. Si continúa aumentando la velocidad, el fondo plano evoluciona y la superficie del agua entra en fase con respecto a la del fondo, llegando a crear una antiduna. En el canal utilizado para este experimento es bastante difícil llegar a desarrollar antidunas. Esto se debe a que la longitud del canal y la superficie libre de flujo son demasiado pequeñas para la aparición de las mismas (Gilbert y Murphy, 1914).

Se ha repetido el experimento un total de 20 veces, modificando distintos parámetros. La duración de cada experimento ha variado de 20 minutos a 1 hora. El tiempo requerido por el flujo y el fondo para evolucionar hacia un nuevo estado de equilibrio, puede variar entre unos minutos a varias horas. Este tiempo depende de la tasa de transporte del sedimento, el tamaño de la forma de fondo que se esté desarrollando y de la magnitud de cambio de la forma según el experimento (Southard, 1993)

Los datos expuestos en las tablas 5.5 y 5.6 muestran los resultados obtenidos en los experimentos RUN22 y RUN23. Los parámetros de partida con los que se comienza el experimento son:

- Una profundidad de tirante de agua de 16 cm

- Una tamaño de grano de 0,1 mm
- La velocidad de caída de la partícula es de $7,48 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.
- La pendiente es de $0,5^\circ$.
- Una viscosidad de $1,0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.
- El ancho del canal es de unos 15 cm

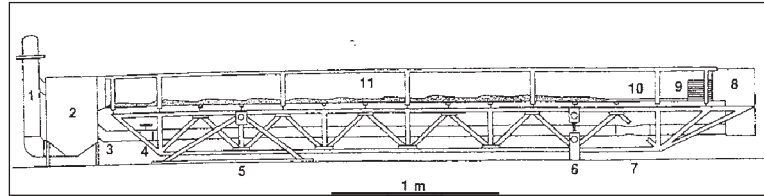


Fig. 5.31. Esquema y fotografías del *flume* utilizado para la realización del experimento. Este *flume* fue diseñado como canal portátil de simulación en el St. Anthony Falls Laboratory en la Universidad de Minnesota. 1: Bomba; 2: Caja de salida; 3: Tubo de vuelta; 4: Válvulas; 5: Soporte de giro; 6: Soporte; 7: Bañera; 8: Caja de cola; 9: Control de profundidad de agua; 10: Reglas; 11: Canal.

Se ha simulado un flujo en el que se desarrollan 2 situaciones. Una, *ripples* de cresta ondulada en transición a fondo plano (Tabla 5.5.) y otra, el desarrollo de fondo plano con abundante carga en suspensión (Tabla 5.6.). Estas eran las dos situaciones que se estimaron en los afloramientos de estudio según los resultados de los parámetros hidráulicos.

Los resultados obtenidos en el experimento han sido (Tablas 5.5 y 5.6.):

- En ambas situaciones el flujo es turbulento con un valor del n° de Reynolds superior a 500.
- El número de Froude es inferior a 1 en ambos casos lo que indica un flujo subcrítico, tenemos un tirante pequeño de agua y una alta velocidad y es representativo de sistemas fluviales.
- El fondo en ambos casos se encontraría en transición entre rugoso y liso, aunque por su pequeño tamaño de grano es prácticamente liso,

- El número de Reynolds de Partícula se encuentra entre 5 y 70; es decir el fondo es liso o en transición a rugoso
- La resistencia a fricción es más pequeña en el caso del fondo liso, ya que la velocidad es algo mayor.
- El caudal tanto de sedimento como total es mayor en el caso del fondo liso que en la transición desde *ripples*.
- En cuanto al tipo de transporte destaca que el valor del parámetro de Rouse es superior a tres en el caso de los *ripples* en transición luego presenta tanto transporte de fondo como en suspensión, mientras que en el caso del fondo plano es inferior a 3, por lo tanto el transporte más importante es el de suspensión, como se quería comprobar con este experimento.

En la tabla 5.5. se muestran los resultados de los parámetros paleohidráulicos medios obtenidos para un fondo de *ripples* con cresta ondulada:

Tabla 5.5. Parámetros paleohidráulicos con fondo de *ripples*.

H(m)	H (ad)	Fr (ad)	U_*	qs_*(ad)
1,600E-01	1,600E+03	1,666E-01	6,102E-02	1,892E+01
D (m)	D_* (ad)	Re	Cf	qs
1,000E-04	1,617E+01	3,337E+04	8,560E-02	7,609E-05
B (m)	B_* (ad)	Re_*	Cz	qw
1,580E-01	1,580E+03	6,102E+00	3,418E+00	3,337E-02
S	(τ₀)	B/H	Z₀	Qw
0.5°/8,727E-03	2,303E+00	9,875E-01	1,500E-02	5,273E-03
v	(τ) (ad)	δ	Z₀/H	Qw (ad)
1,000E-06	3,724E+00	1,970E-04	9,374E-02	1,684E+07
U (m/s)	ω_s (m/s)	y	#	qs/qw
2,086E-01	7,480E-03	6,550E-04	3,064E-01	2,280E-03
	W_* (ad)			
	2,588E+02			

En la tabla 5.6. se muestran los resultados de los parámetros paleohidráulicos medios obtenidos para un fondo plano:

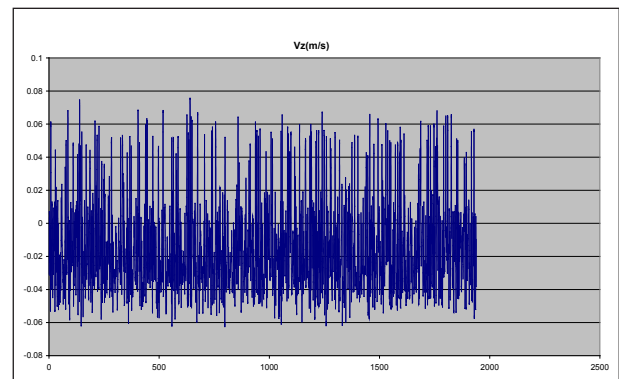
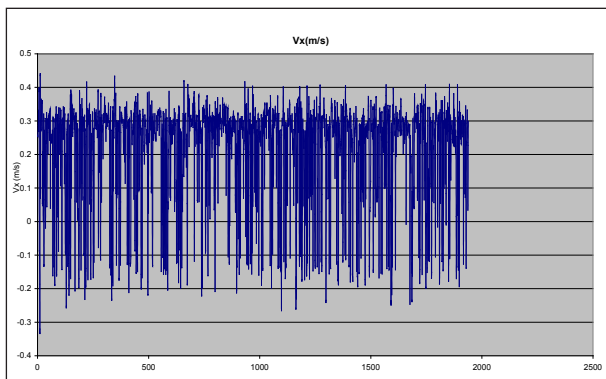
Tabla 5.6. Parámetros paleohidráulicos con fondo plano de alta energía.

H(m)	H (ad)	Fr (ad)	U_*	$qs_*(ad)$
1,600E-01	1,600E+03	1,681E-01	6,722E-02	4,176E+01
D (m)	D_* (ad)	Re	Cf	qs
1,000E-04	1,617E+01	3,368E+04	1,019E-01	1,679E-04
B (m)	B_* (ad)	Re_*	Cz	qw
1,580E-01	1,580E+03	6,722E+00	2,105E-01	3,368E-02
S	(τ_0)	B/H	Z_0	Qw
0.5°/8,727E-03	2,794E+00	9,875E-01	5,411E-02	5,322E-03
v	(τ) (ad)	δ	Z_0/H	Qw (ad)
1,000E-06	4,518E+00	1,790E-04	3,382E-01	1,700E+07
U (m/s)	ω_s (m/s)	y	#	qs/qw
2,105E-01	7,480E-03	5,950E-04	2,782E-01	4,986E-03
	W_* (ad)			
	2,588E+02			

A



B



C

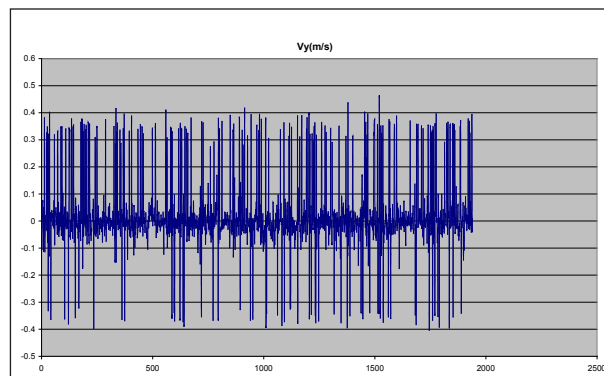
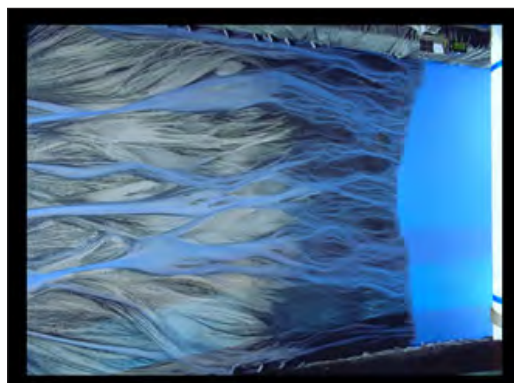


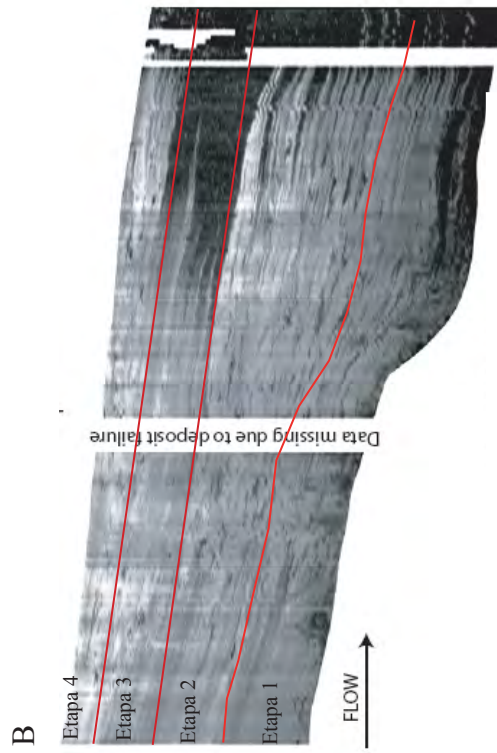
Fig. 5.32. Velocímetro doppler acústico usado para medir la velocidad de la corriente en el canal. A: Gráfico de velocidad en la dirección X; B: Gráfico de velocidad en la dirección Y; C: Gráfico de velocidad en la dirección Z.



Fig. 5.33. Fotografías del experimento en el que se pasa de fondo con *ripples*, a transición a fondo plano.



A



B

Fig. 5.34. A) Muestra una fotografía en planta del experimento durante la etapa 3. B) Corte longitudinal de un panel. Se diferencian las 4 etapas. Se observa la como la etapa 3 es más distal que la 4. C) Corte transversal a 1.68 m. Se distinguen las 4 etapas. Se observan las morfologías de los canales y los sheets.



C

5.6.2 Reconstrucción paleohidráulica a partir de réplicas.

En este apartado se describen las técnicas de trabajo y los datos obtenidos en el experimento “Experimental EarthScape (XES) basin” del año 1999, realizado en el Jurassic Tank del St. Anthony Falls Laboratory. A continuación se describen el estudio y cálculos de los parámetros hidráulicos obtenidos a partir de las réplicas (*peels*) del XES’99.

Los objetivos planteados a la hora de trabajar con estas réplicas son los de identificar los estadios del experimento donde se reproducen las condiciones de flujo que se han obtenido para los afloramientos de estudio. Además se pretende desarrollar una metodología paleohidráulica para simulaciones a partir de réplicas.

El experimento en el que se ha trabajado se puso en marcha para investigar los controles y las características de los sistemas aluviales (Cazanacli, 2002; Sheets, 2002; Hickson, 2005; Strong, 2005).

El objetivo principal de este experimento era conocer los parámetros y la respuesta de una cuenca ante las variaciones en la tasa de subsidencia, tanto parcial como total, con variaciones en la tasa de descarga de sedimento y agua (Sheets, 2002). Las condiciones de partida eran:

- El experimento ocupaba solo un cuarto del tanque. Las medidas son 5.72 m de largo por 2.98 m de ancho (Fig.5.34.).

- Se usó una mezcla del 60% de arena de 120 μm y un 40% de carbón de antracita, que presenta un comportamiento hidráulico similar al de las lutitas.

- El experimento comenzó con una pendiente de 0,05 m/m.

El experimento se dividió en cuatro etapas:

En las primeras dos etapas se contrastaron los patrones de subsidencia. Durante la primera se fijó una subsidencia constante, durante 40 horas, aproximadamente a la mitad de la distancia entre la fuente de agua-sedimento y la línea de costa. Por el contrario, durante las siguientes 30 horas, que duró la segunda etapa, el patrón de subsidencia era una inclinación general de toda la cuenca aguas abajo desde la fuente hasta la línea de costa. La tasa de carga y caudal en estas dos etapas se mantuvo constante.

En la etapa 3, que duró 99 horas, se continuó con el mismo tipo de subsidencia generalizada que en la etapa 2, pero se redujo un 25 % la tasa de subsidencia, la tasa de acomodación y el caudal de agua-sedimento. En este caso la estratigrafía estaría dominada por el efecto de la progradación resultado del desequilibrio entre el aporte de sedimentos y la acomodación.

Durante la etapa 4, que duró 49 horas, se mantienen todos los parámetros constantes excepto el caudal de agua que se duplica. En esta etapa se intentan predecir cambios relacionados con la climatología.

Una vez terminado el experimento, el sedimento resultante se dividió en 170 *peels* para proceder a su estudio. Este trabajo se centra en el estudio de 3 de ellos, que se localizan aguas arriba, en la zona media del depósito y agua abajo (1,08, 1,68 y 2,40 m de la fuente). Aunque se estudiaron todas las etapas finalmente, para comparar los afloramientos Triásicos con los que trabajamos en estos *peels* nos hemos centrado en las etapas 3 y 4 que eran las que posiblemente mejor reflejaban las condiciones en las que se habrían depositado los sistemas aluviales de estudio. Estas condiciones son la baja tasa de subsidencia y las variaciones en los aportes, siendo menores en la etapa 3 que en la 4. Se procedió a la medida de los parámetros de altura y anchura de los canales confinados y de los *sheets* de los paneles a 1,08, 1,68 y 2,40 m de la fuente. Estos paneles se eligieron para que el medio fuera lo más continental posible y se pudiera estudiar un panel de abanico proximal, medio y distal. En estos paneles se midieron las estructuras de canales y *sheets* (anchura, altura, área, relación anchura/altura).

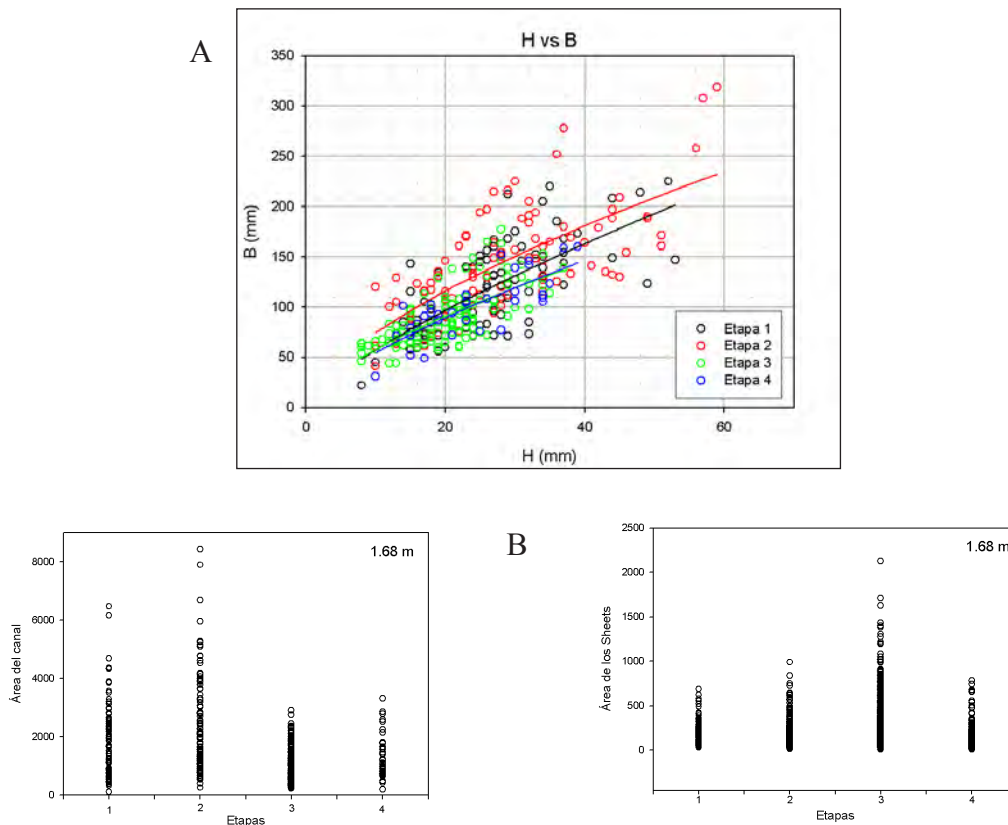


Fig. 5.35. A) Relación entre la anchura y el espesor de los canales en las distintas etapas. B) Áreas de los canales y los *sheets* en las distintas etapas.

El límite entre la etapa 2 y la 3 es muy neto ya que la etapa 3 suele estar enriquecida en carbón, es decir en material más fino. Esto nos da a entender que en el medio se produce una evolución desde las facies más proximales a las más distales (Fig. 5.34.). El límite entre 3 y 4 es más gradual, aunque se enriquece rápidamente en arenas.

En la etapa 3 los canales suelen presentarse de manera individual o ligeramente amalgamados en las zonas más proximales. Suelen estar compuestos básicamente de arena y en menor proporción de carbón (Fig. 5.34.). En la etapa 4 los canales suelen estar unidos, aunque no en grandes cuerpos, como ocurre en las dos primeras etapas. La composición es mixta entre carbón y arenas. La composición de los *sheets* en la etapa 3 tanto de arena como carbón en los paneles que muestran la sedimentación más proximal y casi totalmente de carbón en los más distales. En la etapa 4 son básicamente arenosos.

Los resultados obtenidos en las tasas de anchura/altura en los canales han tenido un valor de 5 en todas las etapas, que es similar a la de los canales fluviales *braided* (Fig. 5.35a). Estos mismos valores para los *sheets* son siempre superiores a 15, también como ocurre en la naturaleza. Los *sheets* en el experimento, además, tienen siempre un espesor inferior a 10 mm. Respecto al área de los canales (Fig. 5.35.b.) se puede apreciar que en la etapa 3 es menor que en la 4. Aunque en ambas etapas son más pequeñas que en las dos primeras etapas. Esto se debe a la variación en la subsidencia.

5.7. Discusión y conclusiones

En las siguientes tablas se resumen los resultados obtenidos de los parámetros paleohidráulicos de las muestras de estudio en las dos zonas. Los valores medios obtenidos para la zona de Cuevas de Ayllón son:

Tabla 5.3. Medias de los parámetros hidráulicos en Cuevas de Ayllón.

Cuevas de Ayllón	Fluvial I		Fluvial II		Fluvial III	
D_{50} (m)	$1,169 \times 10^{-4}$		$1,216 \times 10^{-4}$		$1,447 \times 10^{-4}$	
H (m)	$1,017 \times 10^0$		$7,633 \times 10^{-1}$		$7,653 \times 10^{-1}$	
B (m)	$4,095 \times 10^1$		$3,239 \times 10^1$		$4,137 \times 10^1$	
Fr	$2,941 \times 10^{-1}$		$3,225 \times 10^{-1}$		$3,059 \times 10^{-1}$	
Re	$9,220 \times 10^5$		$6,633 \times 10^5$		$6,395 \times 10^5$	
μ (m/s ²)	$1,000 \times 10^{-6}$		$1,000 \times 10^{-6}$		$1,000 \times 10^{-6}$	
τ_*	1,0	1,5	1,0	1,5	1,0	1,5
τ_0 (Pa)	$1,872 \times 10^0$	$2,807 \times 10^0$	$1,977 \times 10^0$	$2,965 \times 10^0$	$2,350 \times 10^0$	$3,525 \times 10^0$
S	$1,952 \times 10^{-4}$	$2,928 \times 10^{-4}$	$2,854 \times 10^{-4}$	$4,281 \times 10^{-4}$	$3,255 \times 10^{-4}$	$4,883 \times 10^{-4}$
U_* (m/s)	$4,296 \times 10^{-2}$	$5,261 \times 10^{-2}$	$4,425 \times 10^{-2}$	$5,419 \times 10^{-2}$	$4,832 \times 10^{-2}$	$5,918 \times 10^{-2}$
Re_*	$5,111 \times 10^0$	$6,259 \times 10^0$	$5,514 \times 10^0$	$6,753 \times 10^0$	$7,111 \times 10^0$	$8,709 \times 10^0$
#	$2,662 \times 10^{-1}$	$2,173 \times 10^{-1}$	$2,326 \times 10^{-1}$	$1,899 \times 10^{-1}$	$2,806 \times 10^{-1}$	$2,290 \times 10^{-1}$
δ	$2,835 \times 10^{-4}$	$2,315 \times 10^{-4}$	$2,740 \times 10^{-4}$	$2,235 \times 10^{-4}$	$2,502 \times 10^{-4}$	$2,043 \times 10^{-4}$
C_f	$2,325 \times 10^{-3}$	$3,487 \times 10^{-3}$	$2,709 \times 10^{-3}$	$4,064 \times 10^{-3}$	$3,485 \times 10^{-3}$	$5,227 \times 10^{-3}$
C_z	$2,166 \times 10^1$	$1,769 \times 10^1$	$1,975 \times 10^1$	$1,613 \times 10^1$	$1,736 \times 10^1$	$1,417 \times 10^1$
q_{s*}	$2,418 \times 10^1$	$4,443 \times 10^1$	$1,985 \times 10^1$	$3,647 \times 10^1$	$1,535 \times 10^1$	$2,820 \times 10^1$
q_s (m ³ /s)	$1,094 \times 10^{-4}$	$2,010 \times 10^{-4}$	$1,016 \times 10^{-4}$	$1,866 \times 10^{-4}$	$1,025 \times 10^{-4}$	$1,883 \times 10^{-4}$
ω (m/s)	$1,168 \times 10^{-2}$		$1,051 \times 10^{-2}$		$1,374 \times 10^{-2}$	
U (m/s)	$9,14 \times 10^{-1}$		$8,633 \times 10^{-1}$		$8,298 \times 10^{-1}$	
q_w (m ² /s)	$9,229 \times 10^{-1}$		$6,633 \times 10^{-1}$		$6,395 \times 10^{-1}$	
Q_w (m ³ /s)	$3,842 \times 10^1$		$2,133 \times 10^1$		$2,747 \times 10^1$	
Ω (J/s)	$6,99 \times 10^1$	$1,05 \times 10^2$	$5,39 \times 10^1$	$8,09 \times 10^1$	$8,04 \times 10^1$	$1,21 \times 10^2$
ω (W/m ²)	$1,69 \times 10^0$	$2,53 \times 10^0$	$1,70 \times 10^0$	$2,54 \times 10^0$	$1,94 \times 10^0$	$2,91 \times 10^0$

Los valores medios obtenidos para la zona de Montejo de Tiermes son:

Tabla 5.4. Medias de los parámetros hidráulicos en Montejo de Tiermes.

Montejo de Tiermes	Fluvial I		Fluvial II		Fluvial III	
D_{50} (m)	$8,547 \times 10^{-5}$		$1,197 \times 10^{-4}$		$1,108 \times 10^{-4}$	
H (m)	$6,367 \times 10^{-1}$		$9,278 \times 10^{-1}$		$7,290 \times 10^{-1}$	
B (m)	$3,165 \times 10^1$		$4,482 \times 10^1$		$3,676 \times 10^1$	
Fr	$3,715 \times 10^{-1}$		$3,041 \times 10^{-1}$		$3,431 \times 10^{-1}$	
Re	$5,879 \times 10^5$		$8,338 \times 10^5$		$6,510 \times 10^5$	
μ (m/s ²)	$1,000 \times 10^{-6}$		$1,000 \times 10^{-6}$		$1,000 \times 10^{-6}$	
τ_*	1,0	1,5	1,0	1,5	1,0	1,5
τ_0 (Pa)	$1,382 \times 10^0$	$2,073 \times 10^0$	$1,935 \times 10^0$	$2,903 \times 10^0$	$1,791 \times 10^0$	$2,686 \times 10^0$
S	$2,282 \times 10^{-4}$	$3,423 \times 10^{-4}$	$2,263 \times 10^{-4}$	$3,395 \times 10^{-4}$	$2,579 \times 10^{-4}$	$3,868 \times 10^{-4}$
U_* (m/s)	$3,683 \times 10^{-2}$	$5,489 \times 10^{-2}$	$4,371 \times 10^{-2}$	$6,828 \times 10^{-2}$	$4,136 \times 10^{-2}$	$6,730 \times 10^{-2}$
Re_*	$3,259 \times 10^0$	$5,006 \times 10^0$	$5,365 \times 10^0$	$8,529 \times 10^0$	$4,998 \times 10^0$	$8,620 \times 10^0$
#	$3,852 \times 10^{-1}$	$2,570 \times 10^{-1}$	$6,213 \times 10^{-1}$	$3,989 \times 10^{-1}$	$5,169 \times 10^{-1}$	$3,136 \times 10^{-1}$
δ	$3,332 \times 10^{-4}$	$2,359 \times 10^{-4}$	$2,782 \times 10^{-4}$	$1,834 \times 10^{-4}$	$3,054 \times 10^{-4}$	$2,089 \times 10^{-4}$
C_f	$1,708 \times 10^{-3}$	$2,562 \times 10^{-3}$	$2,490 \times 10^{-3}$	$3,735 \times 10^{-3}$	$2,452 \times 10^{-3}$	$3,679 \times 10^{-3}$
C_z	$2,580 \times 10^1$	$1,840 \times 10^1$	$2,080 \times 10^1$	$1,379 \times 10^1$	$2,318 \times 10^1$	$1,617 \times 10^1$
q_{s*}	$3,512 \times 10^1$	$6,452 \times 10^1$	$2,218 \times 10^1$	$4,074 \times 10^1$	$3,007 \times 10^1$	$5,524 \times 10^1$
q_s (m ³ /s)	$9,514 \times 10^{-5}$	$1,748 \times 10^{-4}$	$1,072 \times 10^{-4}$	$1,969 \times 10^{-4}$	$9,899 \times 10^{-5}$	$1,819 \times 10^{-4}$
ω (m/s)	$5,915 \times 10^{-3}$		$1,103 \times 10^{-2}$		$9,412 \times 10^{-3}$	
U (m/s)	$9,201 \times 10^{-1}$		$8,933 \times 10^{-1}$		$8,926 \times 10^{-1}$	
q_w (m ² /s)	$5,876 \times 10^{-1}$		$8,338 \times 10^{-1}$		$6,510 \times 10^{-1}$	
Q_w (m ³ /s)	$1,874 \times 10^1$		$3,937 \times 10^1$		$2,520 \times 10^1$	
Ω (J/s)	$3,94 \times 10^1$	$5,91 \times 10^1$	$7,79 \times 10^1$	$1,16 \times 10^2$	$5,88 \times 10^1$	$8,82 \times 10^1$
ω (W/m ²)	$1,251 \times 10^0$	$1,87 \times 10^0$	$1,71 \times 10^0$	$2,57 \times 10^0$	$1,54 \times 10^0$	$2,31 \times 10^0$

Una de las principales contribuciones de este trabajo es la metodología utilizada, que abre un campo a uso de la formulación hidráulica moderna en sedimentos antiguos. Esta metodología consiste en que a partir de unos datos básicos cuantitativos tomados en el campo y la asunción de algunos parámetros (viscosidad, peso específico del material), podemos estimar una gran cantidad de variables hidráulicas y caracterizar así el sistema aluvial o fluvial. Se ha partido de la hipótesis de que cada afloramiento funcionaria como una sección del sistema aluvial. Además se quiere demostrar que la sección de Cuevas de Ayllón se encontraba aguas arriba del sistema y Montejo de Tiermes, aguas abajo.

Los datos que se han medido en el campo han sido las direcciones de paleocorrientes, de las dimensiones de los cuerpos y de las estructuras sedimentarias. Además se han tomado 200 muestras, 100 por afloramiento para el estudio granulométrico. En el afloramiento de Cuevas de Ayllón, la dirección principal de la paleocorriente en los tres fluviales es hacia el NE o ligeramente hacia el E, con una segunda paleocorriente significativa al NNE. En Montejo de Tiermes hay una dirección predominante de la corriente hacia el NNE, similar a la segunda dirección predominante en Cuevas de Ayllón. Ambos afloramientos son oblicuos a las paleocorrientes. Esto puede inducir a la dispersión en los valores de anchura y profundidad, sobre todo en Cuevas de Ayllón donde el afloramiento se encuentra más oblicuo.

Siempre hay que tener en cuenta que los valores obtenidos para las diferentes variables hidráulicas son valores estimados y que son aproximados a los valores reales, pero que son muy útiles para estudiar el comportamiento del sistema, el transporte, el régimen de flujo, etc. La división que se ha llevado a cabo en tres sistemas (Fluvial I, Fluvial II y Fluvial III) se llevó a cabo para comparar los resultados obtenidos con este método, con los obtenidos por medio del estudio sedimentológico en los estilos y la morfología del canal. Los valores calculados para los parámetros considerados se encuentran en las tablas 5.1. a 5.4. Se ha observado que no existen diferencias significativas en ninguno de los parámetros de estudio en ambos afloramientos. El único que se diferencia es el Fluvial III, debido a que tiene mayor tamaño de grano. En campo se pudo observar que el Fluvial III contenía conglomerados en el afloramiento de Cuevas de Ayllón, aunque no se han utilizado para el cálculo, debido a la complejidad que conllevaba.

En general, hay que destacar que los resultados obtenidos en las diferentes variables hidráulicas, no presentan importantes cambios entre las secciones. Esto puede deberse a que la distancia que separa ambos afloramientos es relativamente pequeña, de unos 2-3 Km y no permite importantes cambios en el comportamiento de este tipo de sistema. A la hora de caracterizar el sistema aluvial objeto de estudio se comenzó por el análisis granulométrico de las muestras tomadas en el campo. El tamaño de grano aumenta de base a techo en ambas secciones. Además, el tamaño de grano disminuye de Cuevas de Ayllón a Montejo de Tiermes, pudiendo corroborar la disposición de ambas secciones. Esta disminución de tamaño de grano es más apreciable en el sistema Fluvial I y II. Los parámetros granulométricos no muestran importantes variaciones entre ambos afloramientos. La clasificación es buena a muy buena, suelen ser más o menos asimétricos hacia grueso y presentan curvas muy leptocúrticas.

Los canales son de pequeñas dimensiones. La anchura no supera los 50 m y la profundidad no supera los 2 m. La relación que presentan la anchura y la profundidad es positiva con un grado alto de correlación. Como es habitual en un sistema de canales no confinados, en materiales no cohesivos cuando la anchura del río crece, también crece la profundidad del canal. Se puede destacar que los canales en la sección de Montejo de Tiermes son siempre de mayor anchura y algo menos de profundidad que en Cuevas de Ayllón, ya que se situarían en zonas medias-distales del abanico. Además el ratio de anchura/profundidad tiene unos valores que caracterizaría los canales como de tipo *braided* en ambos afloramientos.

Otra metodología por la cual se han podido identificar el tipo de canal por medio de

datos hidráulicos, ha sido empleando los gráficos propuestos por Da Silva (1991) que comparan la relación entre el ratio profundidad-tamaño de grano y el ratio anchura-profundidad (Fig. 5.13.). Las muestras de las dos secciones de estudio se localizarían en el campo de los canales *braided* y de los canales en transición. Estos sistemas se caracterizan por presentar tramos de sinuosidad media y un número reducido de barras.

La paleopendiente se ha calculado por el método descrito por Paola y Mohrig (1996) adaptado al tamaño de grano de las secciones. Se asume un flujo cuasi-estable, así que tanto la pendiente del fondo como la de la línea de energía se suponen iguales. En general, las paleopendientes van aumentando en ambos afloramientos de base a techo, según evoluciona del Fluvial I al Fluvial III. Entre las dos secciones hay gran similitud en las pendientes, aunque son mayores en Montejo de Tiermes. Este aumento de la paleopendiente de aguas arriba a aguas abajo, puede sugerir que la hipótesis de partida no se cumple y que ambos afloramientos no pertenezcan al mismo tramo del sistema aluvial y por lo tanto, no tengan que presentar una sucesión. Otra posible interpretación sería la presencia de algún accidente geográfico o tectónico que provoque estas variaciones en la pendiente. La relación de las pendientes con la anchura y la profundidad sigue una relación potencial. En los sistemas objeto de estudio cuando la pendiente disminuye tanto la anchura como la profundidad tiende a aumentar. El grado de correlación entre la pendiente y la profundidad es mayor que con la anchura, porque la pendiente se ha calculado en base a la profundidad y por lo tanto es dependiente.

Los valores de tensión de corte, tanto adimensional como dimensional, son muy similares para ambas secciones. Se puede destacar que son ligeramente superiores en Cuevas de Ayllón. Por lo tanto, en la sección de Cuevas de Ayllón podría haber mayor movilidad de los materiales del lecho, que en Montejo de Tiermes.

Respecto a los resultados obtenidos para las diferentes velocidades, la primera observación a realizar es que son muy similares para ambos afloramientos. Tanto la velocidad media como la velocidad de corte son ligeramente superiores en Montejo de Tiermes donde se han obtenido las mayores pendientes. Sin embargo, la velocidad de caída de la partícula es ligeramente superior en Cuevas de Ayllón debido a que el tamaño de grano es mayor.

Para el estudio del régimen de flujo se ha estudiado el número de Froude y el número de Reynolds. El valor del número de Froude obtenido es siempre inferior a la unidad, por lo tanto el flujo es subcrítico. Los resultados para el número de Reynolds son siempre superiores a 2000 indicando un flujo turbulento. Se puede afirmar que el uso de las ecuaciones hidráulicas utilizadas en este trabajo es posible en series antiguas y da valores coherentes con los depósitos aluviales actuales. Las variaciones entre los valores obtenidos y los predecibles pueden ser debidos a los procesos postdeposicionales sufridos por los sedimentos antiguos. La relación entre la profundidad del canal y el número de Froude es positiva, cuando la profundidad del canal aumenta también lo hace ligeramente el número de Froude, tendencia consecuente para este tipo de sistemas fluviales arenosos. La alineación que presentan los datos en la sección de Cuevas de Ayllón podría deberse a la metodología de medida de la profundidad en el campo y a posibles errores acumulados en esta medida.

Los valores calculados del coeficiente de fricción y coeficiente de Chezy presentan una importante dependencia con el tamaño de grano, que es ligeramente mayor en Cuevas de Ayllón que en Montejo de Tiermes, por tanto que en Cuevas de Ayllón había una mayor resistencia al flujo. La relación de estos coeficientes, fricción y Chezy, con los valores de profundidad y anchura de los cuerpos en cada sección presentan una relación potencial inversa. Mientras que el coeficiente de fricción disminuye si aumentamos anchura o profundidad, el coeficiente de Chezy aumenta. Esto quiere decir que si el coeficiente de fricción disminuye se produce menos rozamiento con las paredes y el fondo del canal ya que este es de mayor dimensión, para el mismo tamaño de grano. Relacionando los dos coeficientes de resistencia con la pendiente se aprecia que el coeficiente de fricción crece ligeramente al aumentar la pendiente, mientras que el coeficiente de Chezy decrece de manera más dispersa. En este último, el comportamiento está muy relacionado con la presencia y tipo de formas de fondo. Siendo más resistentes los fondos con *ripples*, sobre todo bien desarrollados, que cuando el fondo es plano de alta energía.

Los resultados del número de Reynolds de partícula y la relación $d/\delta < 1$ indican que el fondo era hidráulicamente liso o en transición a fondo rugoso. Que un fondo sea hidráulicamente liso sucede cuando la subcapa viscosa se encuentra muy por encima o al menos a la misma altura del tamaño de los granos y por lo tanto el fondo no presenta rugosidad.

Para estudiar el tipo de transporte que tenía lugar en este sistema se ha calculado el número de Rouse. Según los valores de esta variable, el sistema de transporte del sedimento se encontraría era en transición entre carga de fondo y en suspensión, estando por lo menos un 50% del sedimento en suspensión. Además, el ratio de tamaño de grano-profundidad en relación con la pendiente (Friend y Dide, 2005) muestra ambas secciones dentro del campo del transporte en suspensión o mixto. Si comparamos ambos afloramientos se puede apreciar como el número de Rouse es más bajo a base del Fluvial III. Esto puede significar que el sistema comenzó a con un mayor volumen de carga en suspensión. Si comparamos el resultado obtenido para el tipo de transporte con el número de Rouse y con el gráfico de Shields se aprecia que en este último toda la carga se encontraría en suspensión, mientras que con el número de Rouse un porcentaje muy elevado, pero no toda la carga estaría en suspensión. Las dos conclusiones podrían ser válidas ya que son aproximaciones y el dato que nos aportan es que el tipo dominante transporte era en suspensión.

La forma de fondo que se ha obtenido a partir del diagrama de velocidad-tamaño de grano-profundidad es, como forma mayoritaria, fondo plano de alta energía. Además, se pudieron desarrollar fondos con escasos *ripples* en transición a fondo plano, como se muestra en los diagramas de tamaño de grano-profundidad-velocidad de flujo y las relaciones en profundidad del canal y velocidad media y número de Froude y coeficiente de Chezy.

Los valores obtenidos para el caudal sólido y líquido son característicos de sistemas de moderada y baja energía. Por lo general, tanto la carga de sedimentos como el caudal líquido son mayores en Cuevas de Ayllón, donde se producen mayores velocidades y el tamaño de grano es mayor.

Los valores obtenidos para la potencia hidráulica total y para la potencia hidráulica

específica son típicos de flujos de eficiencia media. En Cuevas de Ayllón donde aparecen los mayores caudales y aportes de sedimentos es donde se presentan mayores valores para la potencia hidráulica. De todas maneras, ambas secciones presentan valores de estas variables muy parecidas.

Se ha conseguido reproducir a escala y validar la configuración y las condiciones de transporte estimadas en la reconstrucción paleohidráulica de los sedimentos del Triásico Superior en facies *Keuper*, explicada anteriormente, en un tanque de simulación de formas de fondo. Con ello se ha llegado a configurar un fondo plano y con zonas con escasos *ripples*, donde la mayor parte del sedimento, con un tamaño de grano similar al de las secciones de estudio, se encontraba en suspensión. El trabajo con réplicas ha permitido identificar los estadios del experimento donde se reproducen las condiciones de flujo que se han obtenido para los afloramientos de estudio. Se ha obtenido un valor de 5 en las tasas de anchura/altura en los canales para todas las etapas. Este valor es similar al de los canales fluviales *braided* actuales. El valor obtenido para los *sheets* es siempre superior a 15, como ocurre en la naturaleza. El espesor de los *sheets* en el experimento es siempre inferior a 10 mm. El área de los canales en la etapa 3 es menor que en la 4. Las variaciones en los tamaños de los cuerpos en las diferentes etapas está en relación con las variaciones en la subsidencia y la acomodación del sistema.

**Parte II. RAMBLAS Y ABANICOS ALUVIALES
ACTUALES DE LA PROVINCIA DE MURCIA**

Capítulo 6. Introducción y antecedentes de las ramblas y abanicos del SE de la provincia de Murcia

6.1. Introducción

Este capítulo tiene como objeto mostrar los datos geológicos existentes sobre la zona SE de la provincia de Murcia donde se depositan las ramblas y abanicos de estudio. Estas ramblas son la de Nogalte, en Puerto Lumbreras, la de las Moreras, en el Puerto de Mazarrón y la de la Azohía, en el pueblo del mismo nombre. En estas ramblas se va a estudiar la geomorfología, la sedimentología y la hidráulica, para su posterior comparación con los sistemas de abanicos aluviales descritos para el Triásico Superior en los capítulos anteriores. Las similares características climáticas y de entorno han sido las razones para seleccionar estos tres abanicos aluviales.

En primer lugar se lleva a cabo una descripción geográfica donde se detalla el relieve, la red de drenaje, el clima, la vegetación, los términos municipales, las vías de comunicación y el desarrollo económico de la zona.

El encuadre geológico resume la geología existente de la zona E de Murcia. La mayor parte de la zona Suroccidental de la Cordillera Bética. Afloran materiales de casi todas las edades. En toda la zona hay que destacar la importancia de la tectónica para el desarrollo de los procesos y la morfología de los distintos sistemas de ramblas, abanicos, etc.

Por último se realiza la revisión de la bibliografía existente para las distintas ramblas y abanicos que se estudian en este trabajo y de las zonas adyacentes. Además se ha obtenido información sobre el desarrollo del conocimiento de abanicos y se hace una breve exposición del tema.

6.2. Localización Geográfica

La zona Bética está condicionada por una tectónica que ha dividido el área en grandes complejos estructurales que coinciden con las alineaciones orográficas más importantes. Este condicionante hace de la provincia de Murcia un entorno geológico complejo, con importantes sierras y depresiones que forman la cuenca del Segura.

El abanico aluvial de Nogalte se localiza dentro de la Depresión del Guadalentín (Fig.6.1.). La Depresión del Guadalentín, situada en el SW de la provincia de Murcia, es una de las depresiones prelitorales béticas en el SE de la Península Ibérica. Es un corredor morfoestructural estrecho y largo, de unos 90 km, que atraviesa parte de la provincia de Murcia en dirección SW-NE. Se encuentra limitada por los grandes relieves béticos de las sierras de las Estancias, Tercia, Espuña en su margen occidental y las de la Almenara y Carrascoy en la oriental. Las divisorias en estos relieves alcanzan cotas entre los 1800 m en la Sierra Espuña, a 1000 m en Carrascoy, la Tercia y las Estancias y 800 m en Almenara. Estos fuertes desniveles sumados a la poca resistencia de los materiales del sustrato bético hacen que se produzcan una gran cantidad de depósitos de derrubio. Además la cobertura vegetal es escasa y cuando se

produce la época de lluvias, el material se erosiona y se transporta rápidamente. Todas estas características hacen que el sistema sea erosivo (Vanderkerkhove *et al.*, 2003) con elevadas tasas de transporte, con carácter episódico y poco evolucionado. Los materiales dominantes son los conglomerados presentes en las facies proximales de abanicos aluviales, coluviones y piedemontes.

La depresión recibe su nombre del río que la surca, el Guadalentín, un afluente del Segura, también llamado Sangonera, en el sector septentrional. El río Guadalentín entra en la depresión por la margen W, entre las sierras de las Estancia y de la Tercia y desemboca en la margen derecha del río Segura.

Murcia es la población más importante de la zona y se localiza al N de la depresión. A lo largo del borde occidental se localizan las poblaciones de Alcantarilla, Librilla, Alhama de Murcia, Totana, Lorca, Puerto Lumbreras y Huercal-Overa. En el borde oriental destacan las poblaciones de Sangonera, Purias, La Escarihuela y Pulpí.

La rambla de Nogalte se localiza en las cercanías de la población de Puerto Lumbreras (Fig.6.1.), situándose parte del pueblo en la parte final de la rambla, antes del abanico. Esta rambla se encuentra en la zona SW de la Depresión del Guadalentín. Nace en la Sierra de las Estancias y ve modificado su trazado por el margen N de la Sierra de Enmedio. La hoja topográfica y geológica a escala 1:50.000 en la que se encuentra esta rambla es Puerto Lumbreras (975).

El sistema hidrográfico del Guadalentín se localiza dentro de la Cuenca del Segura, ocupando un 20% de su extensión total. La forma de la cuenca es alargada e irregular. El río principal, el Guadalentín, tiene una dirección SSW-NNE y recoge las aguas de los ríos Corneros, Caramel, Luchena, Turrilla, Torreavila, entre otros. El Guadalentín entra en la Depresión a la altura de Lorca y se desvía hacia el NE, hacia el río Segura. Toda el área de drenaje posee un fuerte control estructural. Se pueden diferenciar dos grandes dominios morfodinámicos, el del tramo de cabecera, donde el drenaje está fuertemente jerarquizado y dominado por los procesos de erosión. Y el del tramo de la Depresión, donde el drenaje está pobremente organizado y suele ser de carácter torrencial. Los sistemas de ramblas dominan los procesos de sedimentación y son activos, generando grandes abanicos aluviales.

El abanico aluvial de las Moreras (Fig.6.2.) se localiza muy cerca de la población de Bolnuevo, al SW de Mazarrón y Puerto de Mazarrón. Nace en la sierra del Algarrobo y adapta su cauce a la zona W de la sierra de lo Alto y a la E de la sierra de las Moreras. El relieve principal se localiza en la sierra del Algarrobo con 713 m. Las cadenas montañosas cercanas a la costa no sobrepasan los 450 m. Este abanico desemboca en la costa formando la playa de Bolnuevo. La rambla de las Moreras es el cauce principal que surge como resultado de la unión de la rambla de la Atalaya, la de la Majada, la del Reventón, la del Algarrobo y la de los Rincones.

El abanico aluvial de la Azohía (Fig.6.3.) se encuentra en las proximidades del pueblo de la Azohía. Nace en las Lomas de la Carrasca, a unos 3 km al N de la Azohía. Se encuentra limitado por la sierra de la Muela al SE y la de la Carrasca al NW. Al ser cadenas costeras no superan los 400 m. El abanico desemboca en la playa de San Ginés.

El clima de la zona se encuadra dentro de las condiciones climáticas de la Región Mediterránea. Presenta un clima semiárido, con precipitaciones medias anuales que no suelen superar los 300 mm (López-Gómez y López-Gómez, 1987). Las temperaturas medias anuales

se encuentran en torno a los 18°C (Clima estepario húmedo), que se supera en los sectores de Lorca y Librilla (Clima estepario cálido). Estos rasgos climáticos vienen condicionados por la posición dentro del cinturón climático subtropical y por las características locales que impone la Cordillera Bética como efecto barrera (Navarro-Hervás, 1992). Dentro del cinturón subtropical se encuentra en la zona de interferencia de los anticiclones subtropicales del N de Africa, generados por la unión de las masas de aire calentadas en el desierto del Sahara y las subpolares del Atlántico. La configuración orográfica de las Béticas actúa como barrera y la zona de estudio no se ve afectada por los climas atlánticos (temperatura suave y mayores precipitaciones) pero sí por la pluviometría mediterránea.

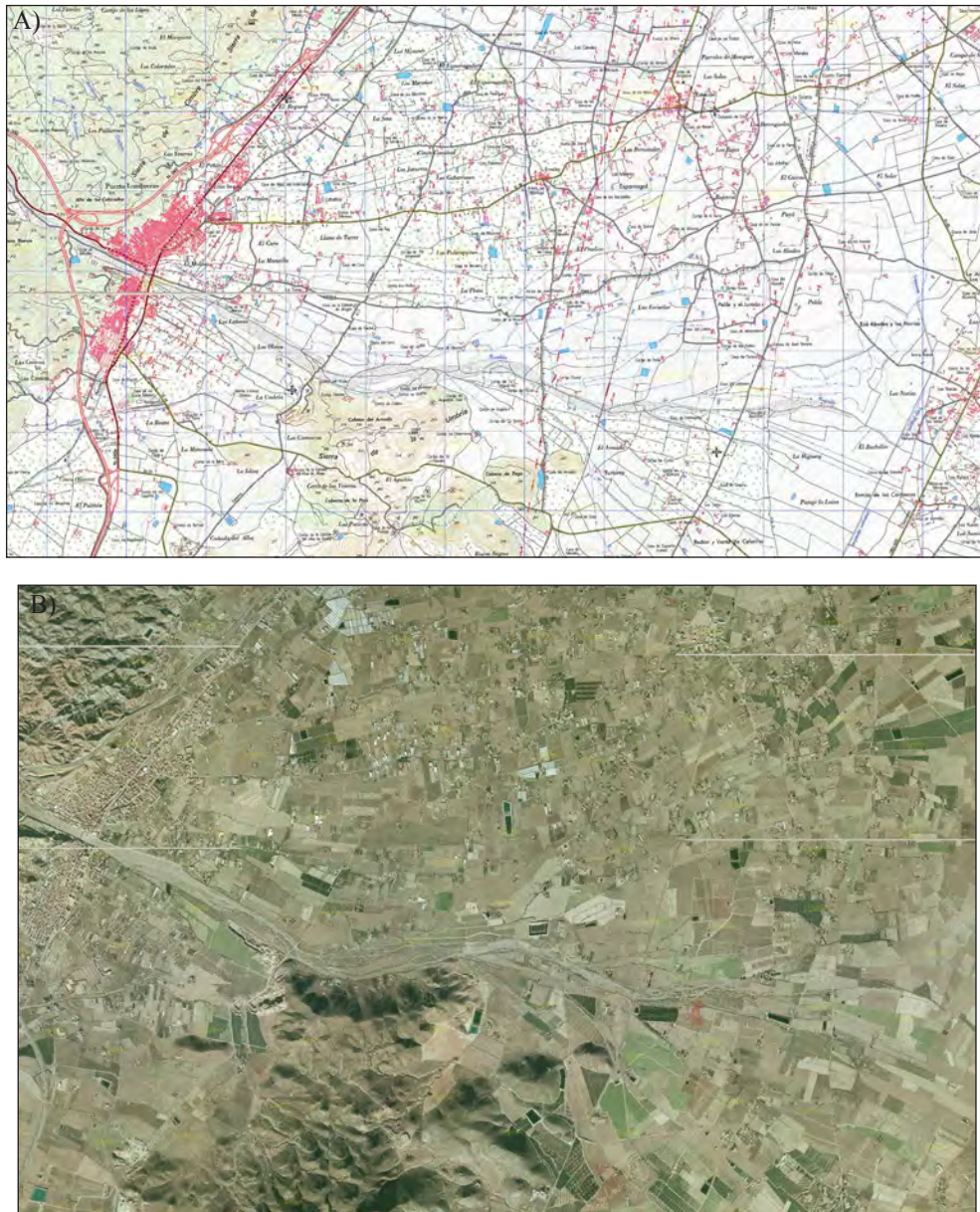


Fig.6.1. Mapa topográfico a) y ortoimagen b) del abanico de Nogalte

Las precipitaciones estacionales se ven influenciadas por la presencia de masas de aire frío en los niveles altos de la atmósfera, que junto con las altas tasas de evaporación generan el crecimiento de nubes verticales que dan lugar a lluvias torrenciales, denominadas “Gota fría” (Jansá, 1961, Castillo-Requena, 1982). La escasez de lluvia impide la formación de cursos de agua permanentes, produciéndose corrientes episódicas, que forman amplios valles, secos

durante la mayor parte del año, denominados ramblas. Solo hay unos pocos cauces de agua permanentes en la zona (el río Segura, el Mundo, el Tus y el Argos y parte del Mula y del Guadalentín). La capacidad de transporte de sedimentos de estos sistemas es instantánea, en eventos catastróficos. En una riada en la Rambla de Nogalte con un caudal máximo de 1974 m³/s, se arrastraron 813 m³ de sólidos que se depositaron en el abanico (Heras, 1973).

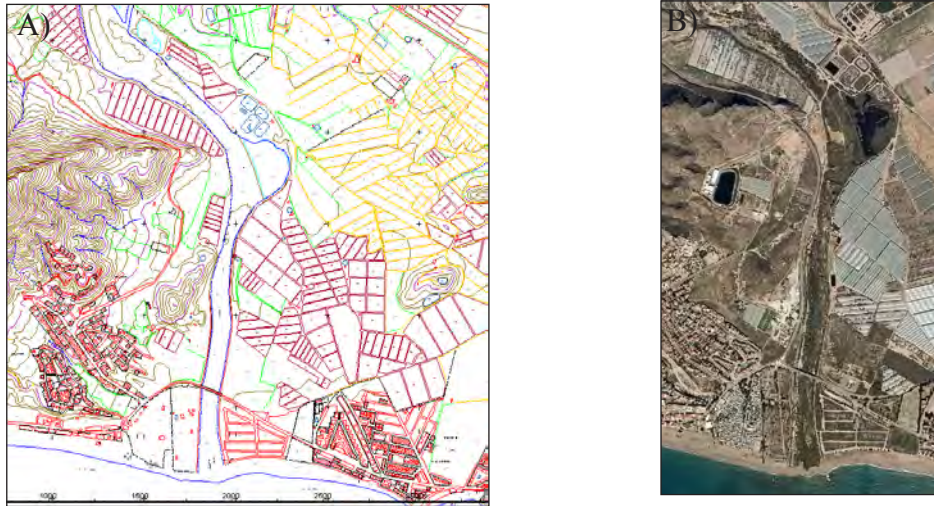


Fig.6.2. Mapa topográfico a) y ortoimagen b) del abanico de Las Moreras

El acuífero más importante está constituido por los depósitos cuaternarios, hacia el S de la Depresión de Puerto Lumbreras y Lorca. Son arenas y gravas, entre los que se intercalan niveles impermeables discontinuos de margas. La potencia es de unos 200 m (Navarro y Trigueros, 1963).

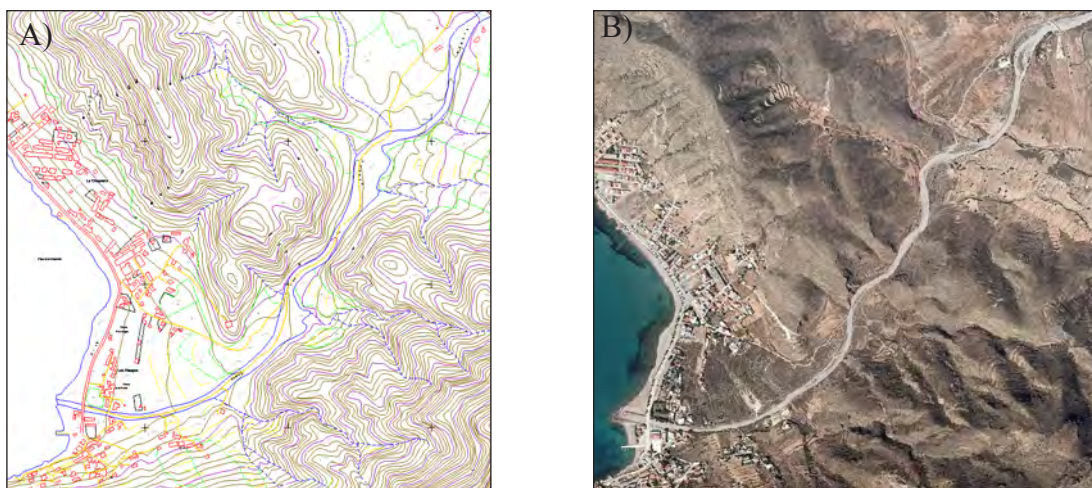


Fig.6.3. a) Mapa topográfico del abanico de La Azohía. b) Ortoimagen del abanico de La Azohía.

6.3. Marco Geológico

La zona de estudio se localiza en el sector suroccidental del la Zona Bética (Fig.6.4.). El abanico aluvial de La Azohía (Fig.6.7.) es el que se encuentra más al NE, seguido del de las Moreras (Fig.6.6.) y por último, el de Nogalte (Fig.6.5.), hacia el SW. En este ámbito se pueden diferenciar cuatro complejos tectónicos, que están presentes en la zona. Son: el Complejo Nevado-Filábride, las Unidades Intermedias, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide. Sobre ellos se depositaron los materiales de edad Neógena y, por último, los materiales objeto de estudio. En este apartado se explican, brevemente, las características de estos materiales.

6.3.1. Complejo Nevado-Filábride

El Complejo Nevado-Filábride se divide en tres series: Serie Nevádide, Serie Filábride Inferior y Serie Filábride Superior (IGME, 1974).

a) **Serie Nevádide:** Aflora en el sector central de la Sierra de la Almenara, en la zona central de la Sierra de Cartagena y en un pequeño afloramiento en la Sierra de las Moreras. Está compuesta por cuarcitas, esquistos y micaesquistos negros grafitosos, con una marcada esquistosidad y suavemente replegados. Estos materiales desaparecen tanto bajo la Serie Filábride Inferior como bajo la Serie Filábride Superior. La potencia de estos materiales no sobrepasa los 200 m. Por posición estratigráfica se le puede atribuir una edad Carbonífera, sin descartar la posibilidad de que sea más antigua.

b) **Serie Filábride Inferior:** Aflora desde la mitad septentrional de la Sierra de la Almenara, Peña Blanca hasta la sierra de las Victorias, hacia el Sureste y al SW y W de la Sierra del Algarrobo y al S de la Sima. Está formada por cuarcitas y esquistos de color gris. Las cuarcitas son de grano fino, con esquistosidad marcada por las moscovitas. Los esquistos están constituidos por cuarzo, cloritas y moscovitas en superficies onduladas de foliación. Ocasionalmente se observan micaesquistos granatíferos y metabasitas anfibólicas. Los micaesquistos granatíferos pueden contener cloritoides y micacitas moscovíticas en niveles de escasos metros de espesor. Las metabasitas anfibólicas tienen apariencia de esquistos verdes en la superficie. Pueden aparecer tanto en niveles como formando diques de hasta 2 m de potencia. Se le atribuye una edad Paleozoico Superior.

c) **Serie Filábride Superior:** Esta serie comienza con unas rocas esquistosas que se apoyan sobre la Serie anterior. Los afloramientos son poco continuos y se localizan en las sierras de Sima, Paso Malo, Moreras, Pinilla, Algarrobo, Cartagena, etc. Presentan una composición variada, diabasas, esquistos, mármoles; destacando la presencia de anfíbol, epidota y plagioclasa. Hacia techo existe un nivel carbonático con niveles de moscovitas dispuestos paralelos a la estratificación. La edad de esta Serie no es conocida, aunque se atribuye al Triásico, por posición estratigráfica.

6.3.2. Unidades Intermedias

Se sitúan entre el Complejo Nevado-Filábride y el Alpujárride. Presenta dos unidades la de la Sierra de Enmedio y la de la Sierra de la Almenara.

d) **Unidad de la Sierra de Enmedio:** La base de esta unidad está formada por una alternancia de filitas arenosas y areniscas metamórficas y cuarcitas blancas. Solo en algunos afloramientos se encuentran rocas carbonatadas relacionadas con intrusiones de composición diabásica. La formación superior de esta unidad constituye la mitad noroccidental de la Sierra de Enmedio y de Sierra Umbría y está formada por una serie de calizas recrystalizadas con intercalaciones de niveles yesíferos. Todo ello ligado a rocas intrusivas básicas. La potencia total es de 850 m.

e) **Unidad de la Sierra de la Almenara:** Esta unidad puede dividirse en una formación Inferior y una Superior. La formación inferior está constituida por pelitas y areniscas rojas y pizarras y filitas grises. En la zona de estudio puede apoyarse por contacto mecánico sobre el Complejo Nevado-Filábride. Su potencia, en la Sierra de la Almenara, no sobre pasa los 10 m. La formación Superior se encuentra en el Pico del Talayón. Tiene unos 150 m de potencia y está formada por calizas de aspecto marmóreo. La edad para ambas formaciones es pretriásica y triásica, respectivamente.

6.3.3. Complejo Alpujárride

Este complejo forma el basamento de la Sierra de las Estancias, el Suroeste de la Sierra de la Almenara, los Montes Fransis, la Loma de Bas y la zona de la rambla del río Amir. Se puede distinguir un zócalo formado por un conjunto inferior constituido por micaesquistos negros grafitosos y un conjunto superior de micaesquistos, cuarcitas, filitas y metaconglomerados. Al conjunto Inferior se le atribuye una edad paleozoica, desde el Silúrico hasta el Permo-Trías. Al conjunto Superior se le atribuye una edad Paleozoico Superior. Sobre el Paleozoico Inferior o Superior, se sitúa, en aparente discordancia, una formación de edad triásica, compuesta por filitas, areniscas y cuarcitas. Su potencia en la Sierra de la Almenara alcanza los 70 m. Sobre las series anteriores se encuentra un tramo calcáreo, formado por dolomías, calizo-dolomías y calizas. Estos materiales han sido datados por medio de algas, dando como resultado una edad Ladinense.

6.3.4. Complejo Maláguide

Este complejo se extiende por la Sierra de la Almenara, Sierra de En medio, en el límite septentrional de la Sierra de las Estancias y en la Ermita de Ramonete, al N de la Loma de Bas. Se divide en varias formaciones que se apoyan por contacto mecánico sobre el Complejo Alpujárride y/o sobre las Unidades Intermedias. La inferior, que aflora en los alrededores de la Peña Rubia, está compuesta por grauvacas con niveles de filitas ligeramente metamorfizadas. Su potencia es de unos 200 m y su edad es Devónico-Carbonífero. Sobre esta se sitúa una unidad formada por areniscas, cuarcitas, pizarras y lentejones de conglomerados. Su potencia

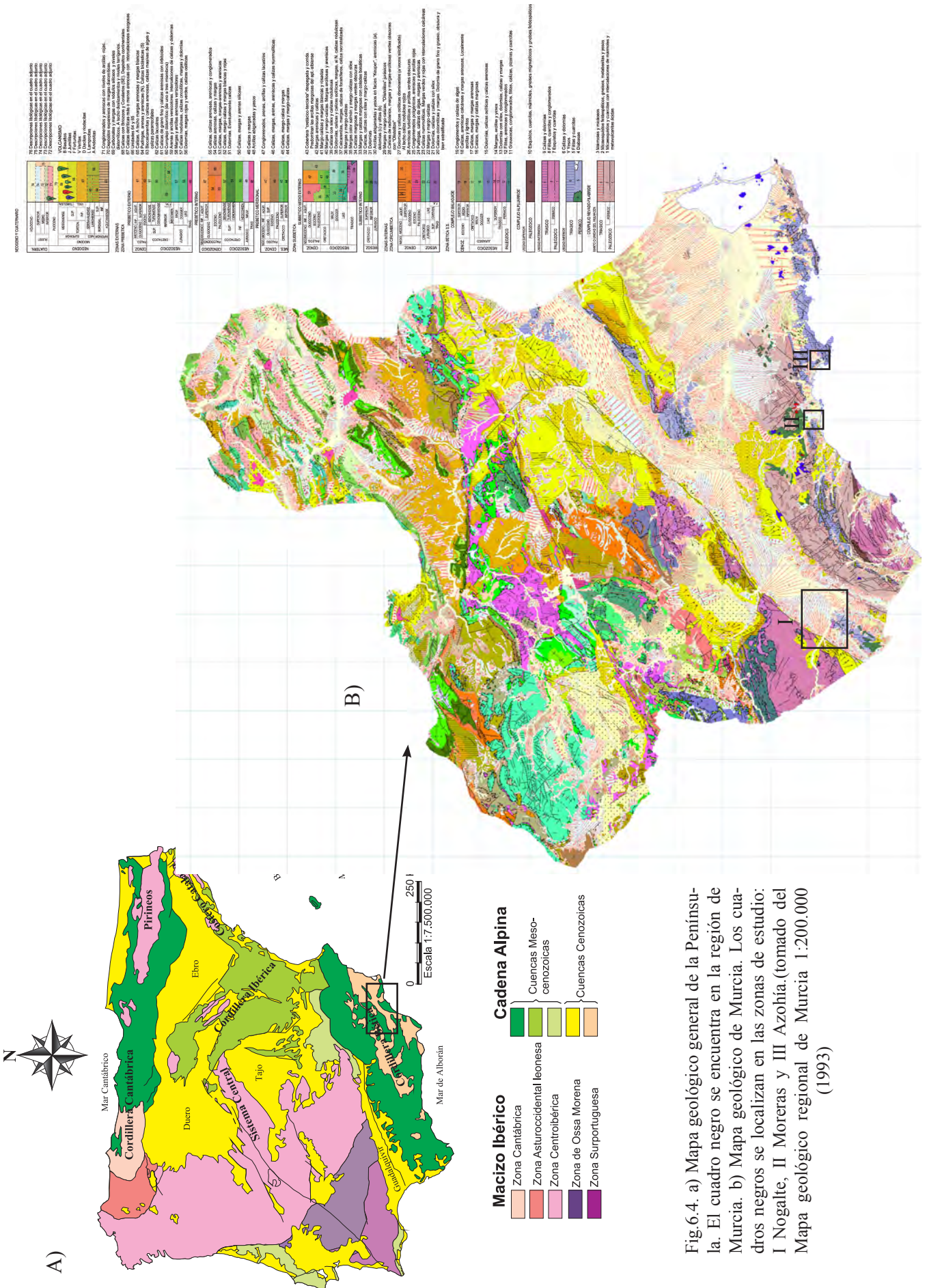
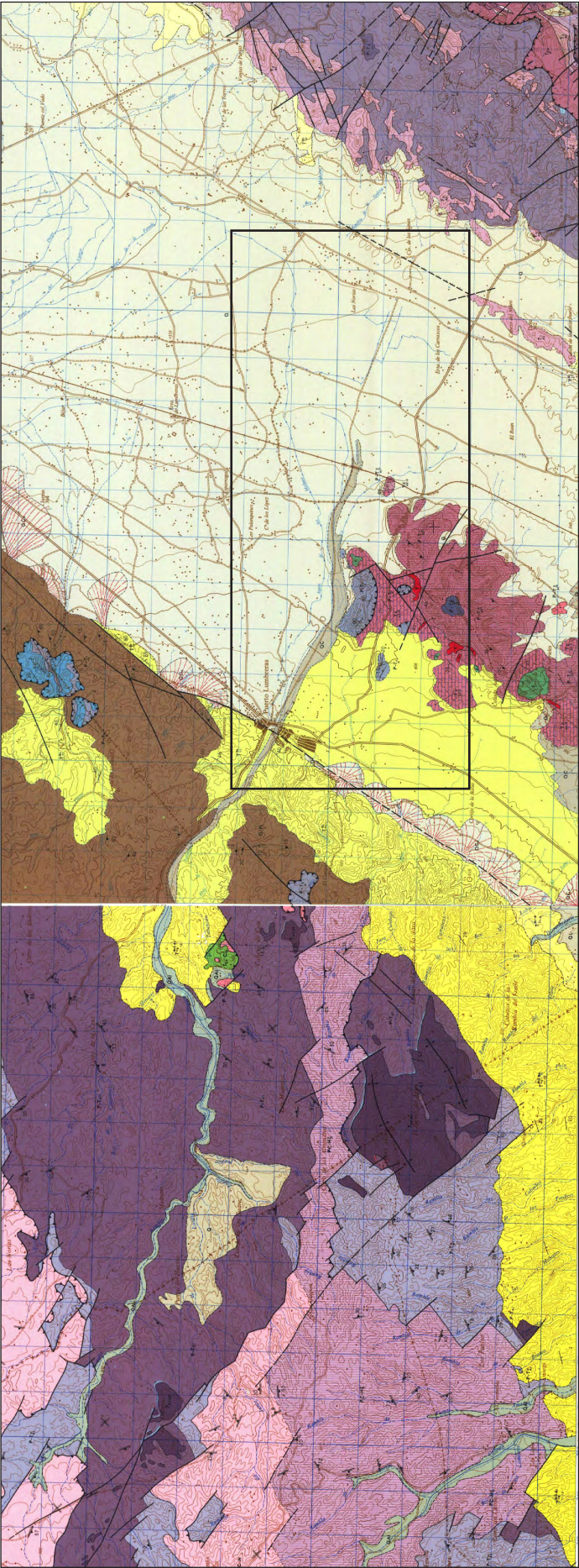


Fig.6.4. a) Mapa geológico general de la Península. El cuadro negro se encuentra en la región de Murcia. b) Mapa geológico de Murcia. Los cuadros negros se localizan en las zonas de estudio: I Nogalte, II Moreras y III Azohía.(tomado del Mapa geológico regional de Murcia 1:200.000 (1993))



LEYENDA

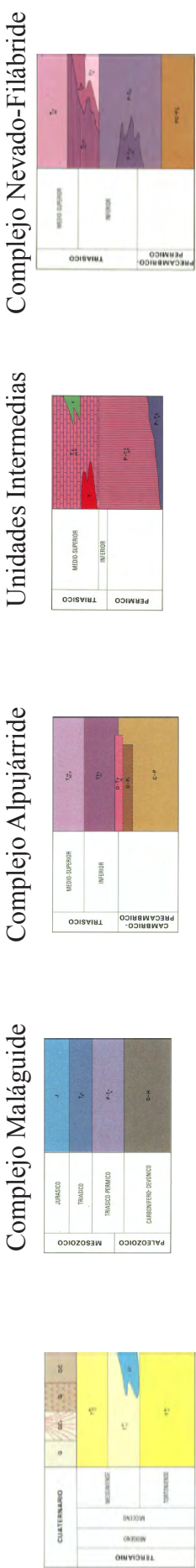


Fig.6.5. Mapa geológico de la zona de la rambla y el abanico de Nogalte (modificado de MAGNA 974 y 975)

varía entre 150 y 200 m. Su edad, por posición estratigráfica, es Pérmico-Triásico. Sobre la anterior y en contacto mecánico se sitúa la serie dolomítica. Tiene una potencia de 100 m y su edad es Triásico Medio a Superior. A techo de este complejo afloran unos niveles de calizas blancas y amarillas, en contacto mecánico con la serie anterior. Tiene una potencia de 50 m y se le atribuye, por contenido fósil, una edad Triásico Medio al Kimmeridgiense.

6.3.5. Materiales Postorogénicos

6.3.5.1. Rocas volcánicas postorogénicas

La poca resistencia de los bordes de la depresión interna de la zona de Mazarrón favorecieron las erupciones volcánicas, así como las cadenas costeras, desde Cartagena al Mar Menor. Los afloramientos volcánicos presentan dacitas, riolacitas, tobas y vitrófidas, andesitas y formas de alteración hidrotermal. Los afloramientos subvolcánicos contienen aglomerados y brechas volcánicas. Pueden aparecer estructuras de disyunción columnar y diaclasado. Los afloramientos se encuentran situados en la zona N y E del pueblo de Mazarrón.

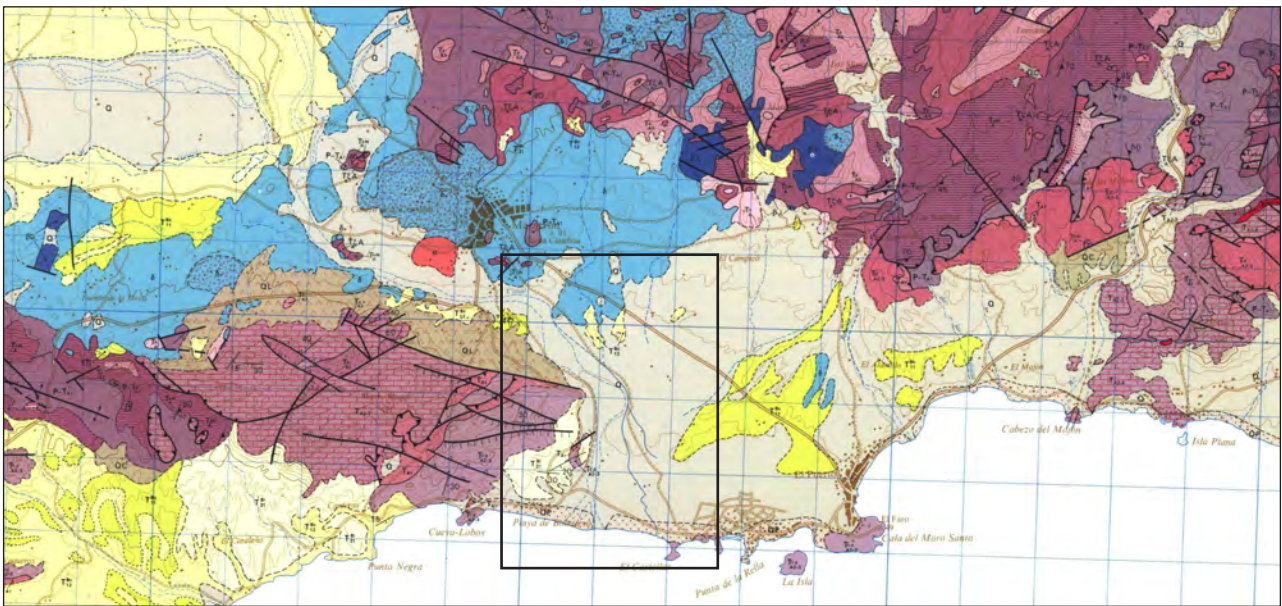


Fig.6.6. Mapa geológico de la zona de la rambla y el abanico de la Azohía (modificado de MAGNA 976). Leyenda en la fig.6.5.

6.3.5.1. Rocas sedimentarias postorogénicas

Sobre los materiales del Complejo Maláguide y Alpujárride, se depositaron los materiales neógenos, atribuibles al Tortoniense, por su contenido en microfauna. Están formados por conglomerados de cuarcita, esquistos y cuarzo. Su potencia es de unos 200 m. Hacia techo, estos conglomerados desaparecen y se forman margas intercaladas con lentejones de areniscas. En la vertiente septentrional de la Sierra de la Almenara se observan materiales neógenos más modernos (Messinense), compuestos por margas, margas arcillosas y areniscas margosas, con una potencia de 150 m.

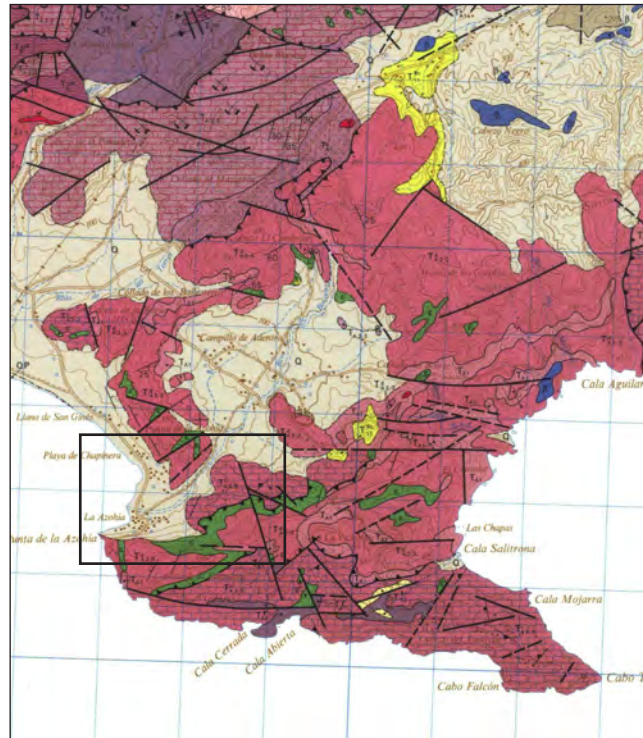


Fig.6.7. Mapa geológico de la zona de la rambla y el abanico de la Azohía (modificado de MAGNA 977). Leyenda en la fig.6.5.

La parte central del área de estudio, es la perteneciente al Cuaternario, que se desarrollará en capítulos posteriores. Hay un Cuaternario antiguo, perteneciente al Plioceno muy alto, constituido por conglomerados, con una clara agradación hacia el centro de la cuenca. Discordante sobre el Cuaternario antiguo se apoyan derrubios de ladera y conos de deyección, formados por gravas.

6.3.6. Tectónica y cambios eustáticos

Las zonas de estudio se enmarcan en el sector oriental de las Cordilleras Béticas. Esta cordillera constituye parte del cinturón de plegamiento alpino más moderno generado por convergencia y colisión de las placas Africana y Euroasiática en el Mediterráneo Occidental. Se distinguen dos grandes conjuntos estructurales: Las Zonas Externas y las Internas. Las Zonas Externas (Prebético y Subbético) están constituidas por materiales sedimentarios mesozoicos y paleógenos y podrían considerarse relativamente autóctonos con respecto al sustrato paleozoico ibérico (Baena y Jerez, 1982). Las Zonas Internas están constituidas por materiales paleozoicos y triásicos, afectados por un metamorfismo variable.

Las principales características de la tectónica de esta zona son los mantos de corrimiento, que han dado lugar a los distintos complejos estructurales expuestos anteriormente y los diferentes sistemas de fracturas que rompen la continuidad de las estructuras, tanto de E a W, como de N a S.

La evolución geodinámica de la zona comienza a partir del Cretácico cuando un cambio

en la dirección de expansión del Atlántico dio lugar a la convergencia de las placas Africana y Eurasiática (Vegas y Banda, 1982). A partir de este momento, la convergencia N-S da lugar a la subducción de la placa Africana bajo la Euroasiática. Posteriormente, la fase de colisión da lugar a una tectónica de apilamiento de mantos en la corteza superior (Complejos Nevadofilábride, Alpujarride y Maláguide), generándose una cuña orogénica (Vegas, 1985) y lo que actualmente conocemos como Zona Bética. Durante el periodo de tiempo siguiente se agregan a la cuña otras unidades y *flysch* (Balnaya y García-Dueñas, 1988). Estos nuevos elementos junto con el desplazamiento de la cuña hacia el W, da lugar a la tectónica de cabalgamientos y retrocabalgamiento que producen un importante engrosamiento de la corteza (Jabaloy *et al.*, 1992).

La evolución postorogénica de las Béticas es distinta según el sector en el que nos encontremos. En el sector más oriental, donde se localizan las zonas de estudio, el colapso extensional del edificio bético se ve interrumpido, hace 16 ma, por una tectónica de desgarre a gran escala asociada a fenómenos de indentación tectónica horizontal. Este proceso provoca una reorientación y redistribución local del campo de esfuerzos en este sector, generándose una compresión generalizada de dirección variable N150E/N170E (Montenat *et al.*, 1987). A partir de este momento se crea una ancha zona de desgarre sinistral NE-SW, de unos 350 km, desde el Mar de Alborán hasta Alicante, que ha controlado la evolución Neógeno-Cuaternaria.

Esta evolución Neógeno-Cuaternaria ha sido controlada por tres sistemas de fallas en dirección. El sistema más representativo y de mayor longitud es el de dirección ENE-WSW, que controla la tendencia de la Cordillera. El principal accidente es la falla de Cadiz-Alicante o Norbética (Sanz de Galdeano, 1983), con un carácter dextral. Dentro de este sistema, pero con direcciones oblicuas (E-W) cabe destacar las fallas de Las Moreras (dextral) y la del Bajo Segura-Guardamar (sinistral). Un segundo sistema de fracturación es el NW-SE, de carácter dextral (Goy y Zazo, 1982). Este sistema parece haber jugado un papel regulador de la paleogeografía del neógeno-cuaternario, subdividiendo la Cordillera Bética en sectores con diferente evolución tectonosedimentaria (Bocaletti *et al.*, 1987). El tercer sistema es el de dirección NE-SW, que controla gran parte de la zona de estudio y pertenece a los sistemas de desgarres sinestrales de Lorca-Alhama (Silva *et al.*, 1992).

En las tres regiones de estudio, la sedimentación durante el Cuaternario estuvo controlada por una redistribución tectónica del relieve neógeno, generándose, por ejemplo, la Depresión del Guadalentín (Silva *et al.*, 1994).

Respecto a la respuesta de los abanicos aluviales cuaternarios de la zona de estudio, Harvey (2002) estudia la respuesta de los mismo en la zona SE de España. En estas zonas el control primario de las secuencias de erosión y depósito parece ser climático, controlando el aporte de sedimentos al abanico. Los cambios en el nivel de base parecen modificar la morfología primaria. En los abanicos estudiados por Harvey (2002) en Almería, la incisión se producía por la erosión costera y en los momentos en el que el Mediterráneo está alto. La zona de la incisión es tierra adentro desde el línea de costa, en las elevaciones en el mar y por encima de máxima nivel. Es importante señalar que a grosso modo, el control principal en estas zonas se debe al clima y no tanto a los procesos eustáticos.

6.4. Antecedentes Generales.

6.4.1. Antecedentes regionales

La bibliografía de la zona se va a centrar en los abanicos aluviales y ramblas objeto de estudio. No son muchas las publicaciones existentes sobre la geología de estos depósitos, aunque sí es más abundante la existencia de artículos sobre riesgos y aprovechamiento del agua.

La rambla que ha sido más estudiada por localizarse dentro de la cuenca del río Guadalentín y por tener importantes implicaciones humanas ha sido la rambla de Nogalte.

Solo se han encontrado algunos estudios en los que se describen características generales de las distintas ramblas de la zona de Murcia en los que se citan las tres zonas. Conesa (1987) realiza un estudio de los distintos tipos de barras de gravas presentes en el lecho de las ramblas murcianas.

Uno de los primeros trabajos en los que se habla del régimen del río Guadalentín y de las ramblas que confluyen a su cuenca, como la de Nogalte, es un trabajo de Gil-Olcina de la década de los setenta.

López-Bermúdez y Gutiérrez (1983) escriben sobre la avenida más catastrófica en la historia reciente de esta rambla. Suponen un caudal de 2000 m³/s de los cuales un 40% eran materiales arrastrados.

Respecto a la morfología de la rambla y el abanico, Navarro (1985) estudia las relaciones morfométricas de la cuenca, analizando los índices de bifurcación (1,06) y de relieve (0,026). Vanderkerkhove *et al.* (2003) da valores de erosión de cárcavas de la zona de la rambla, mientras que habla de la zona de abanico como el típico ejemplo de dispersión de flujo con un eje central dominante. Conesa (1996) observa el desplazamiento de las áreas inundables hacia el S por la menor competencia de los materiales tortonienses, por medio de la simulación con SIG. El abanico de Nogalte se encuentra en una zona de indefinición del drenaje dentro de la cuenca del Guadalentín desembocando en una zona endorreica (Silva *et al.*, 1996). Hooke y Mant (2000) describen el impacto geomorfológico de las avenidas en los canales efímeros de algunas ramblas murcianas, entre ellas la de Nogalte.

Conesa *et al.* (1994) aplican las técnicas de prospección geoelectrica al estudio de las facies sedimentarias y de la evolución de las formas del drenaje en los depósitos cuaternarios en el valle Alto del Guadalentín, incluyendo la rambla de Nogalte. Destacan un fuerte componente estructural que condiciona la sedimentación cuaternaria, un importante grado de endorreísmo y la migración de los depósitos hacia el S.

Dentro de los trabajos de carácter medioambiental y geográfico realizados en la rambla de Nogalte cabe destacar los estudios realizados por Navarro-Herwás (1991), Merlos *et al.* (1995) y Gómez-Espín (1999 y 2004) sobre la intervención humana y el aprovechamiento de los recursos hídricos disponibles.

Bull *et al.* (1999) estudian el impacto de las tormentas en los canales efímeros de las ramblas y los abanicos del SE de España. Una de las zonas objeto de este trabajo fue la Rambla

de Nogalte. Se describen los eventos de lluvias en los que tienen lugar distintas avenidas con diferentes caudales y cuáles son las causas de estas variaciones como la litología, la morfología y los usos del suelo.

Mulas *et al.* (2008) han realizado el mapa de peligrosidad por avenidas de la zona. En este estudio se observa la complejidad de estas zonas ya que se presentan importantes discontinuidades, tanto en el cauce, como en la modelización hidráulica de los distribuidores, debido al carácter endorreico, sobre todo al llegar a la Depresión del Guadalentín.

Ortega Becerril *et al.* (2008) analizan el funcionamiento de las avenidas en la rambla de Nogalte. Calculan los valores de caudales máximos para 25, 100 y 500 años y realizan el mapa de peligrosidad de la zona.

Es importante destacar los trabajos de Calmel-Ávila y de Silva en toda la depresión del Guadalentín, donde se encuentran la rambla y el abanico de Nogalte, por su importante aporte para conocer el funcionamiento de las acumulaciones de materiales, el sistema de depósito y los procesos de la zona. Algunos de estos trabajos son Calmel-Ávila (1999), Calmel-Ávila (2000, 2002, 2007, 2008), Silva *et al.* (1992, 1996 y 2008).

La rambla de Las Moreras y la de la Azohía no han sido objeto de estudios detallados de carácter geológico. Solo se han estudiado de manera medioambiental y arqueológica. Uno de los primeros trabajos pertenece a Roselló y Sanjaume (1974). Hacen una síntesis geológica del litoral de Mazarrón en el que se hace mención de las características geológicas de la rambla de las Moreras.

Uno de los principales campos de estudio en ambas zonas es la geoquímica de las aguas y de los materiales de las ramblas y los abanicos. En este ámbito destacan los trabajos de Moreno *et al.* (1995) en el que se estudian las variaciones temporales en los distintos elementos químicos presentes.

En la rambla de las Moreras, Bustillo *et al.* (2009) estudiaron los depósitos superficiales salinos para comprobar el grado de polución y contaminación que se desarrollaba en este valle. Este valle sufre una importante contaminación por el excesivo uso agrícola que presenta. Anterior a este trabajo, García-Rizo *et al.* (1999) realiza la primera caracterización mineralógica de la zona, así como es estudio de los suelos y su composición.

Conesa (1990) estudia las terrazas aluviales de la rambla del Portús, al E de la rambla de la Azohía, haciendo mención a la similitud en los afloramientos de ambas zonas. Se centra en los parámetros granulométricos y mineralógicos de la zona.

Otra serie de trabajos no científicos, pero directamente relacionados con el comportamiento hidráulico de las ramblas son los realizados por la Confederación Hidrográfica del Segura a diferentes empresas. Estos estudios se encuentran enmarcados dentro del Proyecto LINDE, que pretende definir el Dominio Público Hidráulico (DPH) en estos ambientes. En estos informes se incluyen datos ambientales e hidráulicos que serán usados posteriormente en esta tesis. Las ramblas de la Azohía y de las Moreras se encuentran actualmente en la fase 3 de este estudio, mientras que la de Nogalte se encuentra en la fase 2. Razola y Ortega-Becerril (2010) utilizan estos trabajos como base para caracterizar hidráulicamente a la rambla y el abanico de la Azohía.

6.4.2. Antecedentes sobre abanicos.

En este apartado se van a enumerar los principales trabajos dedicados al estudio de abanicos aluviales. Sobre todo centrados en los estudios de sedimentología, geomorfología y dinámica. Una gran parte de los trabajos citados en este apartado se refieren a zonas adyacentes a los abanicos estudiados en esta tesis en las regiones de Murcia y Almería.

La historia del conocimiento de los abanicos aluviales se remonta al siglo XIX en el que son objeto de poca atención y los trabajos son escasos. Es a finales de este siglo y en relación a la explotación de áridos cuando comienzan a parecer algunas publicaciones de relevancia como la de Gilbert (1875) y McGee (1897).

En la primera mitad del siglo XX los trabajos tenían como objeto de estudio la génesis, procesos de sedimentación y removilización de la superficie (Johnson, 1932 y Blackwelder, 1928 y 1931) y la relación de los abanicos con la tectónica. El mayor impulso en el estudio de estas formas se produce en la segunda mitad del siglo XX.

Denny (1965) y Blair y McPherson (1994a) abordan el estudio de las características de los abanicos aluviales de manera clásica. Los últimos hacen una clasificación de estilos de abanicos aluviales, basándose en la combinación de procesos, que refuerza el concepto tradicional de “abanico húmedo y abanico seco” de Schumm (1977).

Rachocki y Church (1990) destacan por el estudio de la geomorfología y la sedimentología de abanicos de manera clásica. Yuste *et al.* (2004) estudian la estratigrafía y la sedimentología de los abanicos aluviales del Oligoceno-Mioceno del NE de España. Utilizan composición mineral, petrografía y SEM. Fisher *et al.* (2007) explican los depósitos de flujos no confinados en los sectores distales de los sistemas distributarios de abanicos aluviales del Mioceno de Huesca. Nichols y Fisher (2007) estudian los procesos, facies y arquitectura sedimentaria de los depósitos de los sistemas distributarios fluviales. Cain y Mountney (2009) describen la evolución temporal y espacial de los sistemas de abanicos fluviales terminales del Pérmico de Utah. Chakraborty y Ghosh (2009) estudian la sedimentología y la geomorfología de los *megafans* del Himalaya, poniendo especial atención en el estudio de los procesos. Kim *et al.* (2009) reconstruyen los abanicos aluviales del Cretácico de Corea, explicando sus facies y su arquitectura sedimentaria. Zembo (2009) estudian la arquitectura estratigráfica y la evolución cuaternaria de los abanicos del S de los Apeninos, teniendo en cuenta los cambios en el aporte de sedimentos, la tectónica y los cambios en el clima.

Algunos autores trabajan en la definición de distintos tipos de abanicos. Love (1996) introduce el término abanico fluvial para abanicos de grandes dimensiones con un importante desarrollo fluvial. North y Warwick (2007) intentan aclarar la terminología respecto a los abanicos fluviales.

Algunos de los trabajos más destacados realizados en el SE de España sobre los controles en el nivel de base, la tectónica y el clima son Harvey (1990, 2002a y 2003), Mather y Stokes (2003) y Mather *et al.* (2003) y Stokes *et al.* (2007).

Entre los estudios realizados en abanicos localizados en desiertos destacan los trabajos de Bull (1977), Clapp *et al.* (2000), Denny, (1965), Harvey (1997) y Blair y McPherson, (1994a), en el Deep Valley. En cuanto a abanicos aluviales que no se encontraban en zonas desérticas y

que englobaban depósitos desde *debris flow*, *sheet* y fluviales canalizados, destacan los trabajos de Wells y Harvey (1987), Brazier *et al.* (1988) y Harvey y Wells (2003), dedicados pequeños conos y abanicos. En el rango de los abanicos con dominio fluvial destacan los trabajos de Gohain y Parkash (1990).

Los sistemas de abanicos aluviales pueden darse en multitud de climas, no solo en el desierto como se ha mencionado anteriormente. Destacan los trabajos de Boothroyd Nummedal (1978) en la Antártida; Kostaschul *et al.* (1986) en los Alpes; Kochel (1990) en zonas con temperatura húmeda y Kesel y Spicer (1985) en ambientes tropicales.

Algunos de los trabajos en los que se explica el papel que juegan los sistemas sedimentarios y la geomorfología de las montañas de las que proceden los sedimentos del abanicos son Harvey (1996, 1997, 2002b).

En cuanto a los estudios sobre la dinámica en los abanicos aluviales se han centrado en diversos aspectos. La importancia de los depósitos de *sheet-flood* frente a los procesos fluviales canalizados han sido estudiados por Blair y McPherson, (1994a). Además se ha reconocido la diferencia entre los procesos en masa y los verdaderos *debris flow* y su asociación con los flujos hiperconcentrados que se describen en los trabajos de Wells y Harvey (1987) y Blair y McPherson, (1994a y 1998). Jacob y Friele (2010) describen la magnitud y la frecuencia de los *debris flow* de abanicos aluviales. Los trabajos más importantes dedicados a ingeniería hidráulica de abanicos han sido realizados por Engelund y Wan (1984), Julian y Lan (1991), Rickenmann (1991) y Wang *et al.* (1994). En cuanto a la descripción de procesos en general los trabajos de Mather y Hartley (2005) y Wilford *et al.* (2005), en ambientes hiperáridos el primero y húmedos el segundo, son muy destacables. Gibling (2006) describe las dimensiones de los cuerpos canalizados y del relleno del valle. Volker *et al.* (2007) explican los procesos generadores de las diferencias en la topografía de abanicos aluviales por medio de modelos de elevación de alta resolución.

Partiendo de los trabajos de Bull (1977) y Kostaschuk *et al.* (1986) se han realizado varios estudios sobre la pendiente en los abanicos. El concepto de “slope gap” o “vacío de pendiente” (Blair y McPherson, 1994b) ha sido demostrado por otros autores como son McCarthy y Candle (1995) Harvey (2002c) y Saito y Oguchi (2005).

Los ambientes fluviales tienden a ser más fluviales (Baker, 1977) y en algunos estudios se ha demostrado un incremento en la actividad fluvial con la aridificación (Harvey y Wells, 1994) o un incremento en el aporte de sedimentos en la actividad de los *debris flow* con cambios en el clima al aumentar la humedad, como en los trabajos de Gerson (1982), Bull (1991) y Al-Farraj (1996).

Los abanicos aluviales se presentan en un continuo de procesos deposicionales y escalas (Field, 2001). Desde los conos, como los estudiados por Saito y Oguchi (2005) a los grandes *megafans*, como se explica en Gohain y Parkash (1990), Arzani (2005) y Gabris y Nagy (2005).

En cuanto a la dinámica de abanicos cuaternarios hay una gran cantidad de estudios. Algunos se dedican a describir la morfología como Denny (1965), Hooke (1967 y 1968), Bull (1977) y Hooke y Mant (2000). Otros hacen estudios morfométricos de los abanicos de distintas regiones como Bull (1977), Harvey (1984, 1997). Las características de los abanicos afectan al grado de confinamiento y al espacio de acomodación como se afirma en los trabajos de

Sorriso-Valvo *et al.* (1998), Harvey *et al.* (1999a) y Viseras *et al.* (2003). Smith (2000) estudia las características de la pendiente de los abanicos aluviales y los depósitos que se producen en estas zonas.

Quizá el mayor énfasis en el estudio de los abanicos cuaternarios se ha puesto en trabajar en los factores (clima, tectónica, nivel de base, etc...) que controlan la morfología y el estilo sedimentario. Destacan en este campo los estudios realizados por Silva *et al.* (1992), Calvache *et al.* (1997), Harvey *et al.* (1999a), Harvey (2002a y 2002c), Viseras *et al.* (2003) y Srivastava *et al.* (2009). También hay trabajos sobre factores que controlan la morfología de los abanicos en sedimentos antiguos, como describen Kallmeier *et al.* (2010) para el Pérmico del Norte de Alemania.

Hay numerosos ejemplos de abanicos cuaternarios demostrando que cambios en el clima tienen como resultado cambios en el estilo de los abanicos, como Wells *et al.* (1987), Bull (1991), Harvey *et al.* (1999a), Harvey y Wells (2003) y Waters *et al.* (2009). Algunos estudios que comparaban la influencia del clima y la tectónica, han concluido que el factor principal en el cambio en los estilos de los abanicos es el clima (Frostick y Reid, 1989; Ritter *et al.*, 1995, Harvey, 2004 y Sancho *et al.*, 2008).

Los cambios en el nivel de base de los abanicos cuaternarios no son muy comunes, aunque sí puede producirse por cambios en niveles de lagos y mares o por incisiones como se explica en los trabajos de Leeder y Mack (2001) y Harvey (2004). La efectividad en los cambios en el nivel de base depende, temporalmente, de los cambios en el aporte de sedimentos inducidos por cambios climáticos. Algunos autores como Bowman (1988), Harvey *et al.* (1999b), Harvey (2002d y 2004) han detectado en sus trabajos esta señal de influencia del clima en el aporte, que modifica el nivel de base. Hendrick *et al.* (2010) estudian la geomorfología y los procesos hidrológicos en la evolución morfológica de corrientes de gravas.

En el estudio de los abanicos Cuaternarios en climas áridos destacan los trabajos de Columbo (2005) en los Andes en Argentina, Al-Farraj y Harvey (2005) en los desiertos de Oriente Medio, Harvey *et al.* (2005) en Chile, Harvey (2005) en el Oeste americano y Bennett *et al.* (2009).

En cuanto a las dataciones efectuadas en abanicos se han utilizado diversas técnicas. La técnica del radiocarbono se ha aplicado con éxito en las secuencias Pleistocenas y Holocenas de abanicos aluviales en zonas húmedas, como muestran los trabajos de Brazier *et al.* (1988). El método de datación tradicional ha sido la cartografía y la correlación de las superficies de los abanicos en base a una edad relativa, usando, sobre todo, superficies de calcretas. En este campo destacan los trabajos de Latman (1973), Harden (1982), Machette (1985), McFadden *et al.* (1989), Amit *et al.* (1993), Alonso-Zarza *et al.* (1998) y Al-Farraj y Harvey (2000). En cuanto a la correlación con secuencias de lagos o costeras, destacan los trabajos de Harvey *et al.* (1999 a y b).

Se han comenzado a utilizar nuevas técnicas de datación como los cosmogénicos (Anderson *et al.*, 1996), flujo de sedimentos (Nichols *et al.*, 2002), dataciones de carbonato por U/Th (Kelly *et al.*, 2000; Candy *et al.*, 2003 y 2004), OSL de terrazas y aluviales (Pope y Wilkinson, 2005; Robinson *et al.*, 2005 y DeLong y Arnold, 2007).

Con el estudio de las secuencias sedimentarias de los abanicos aluviales se han

desarrollado un gran número de modelos interpretativos para comprender los procesos que se desarrollan en estos sistemas. Las secuencias granocrecientes dentro de estos sistemas se ha comprobado que se localizan en las zonas más distales de los abanicos, cuando en las zonas proximales se están retrabajando materiales (Steel, 1974; Steel *et al.*, 1977; Rust, 1979). Este tipo de secuencias son menos apropiadas en las zonas proximales (Harvey, 1997). Weissmann *et al.* (2005) aplica el concepto de secuencia estratigráfica en la interpretación de la geometría en 3D de abanicos cuaternarios en el Central Valley de California. Mather *et al.* (2000) estudia las relaciones morfométricas derivadas de la valoración de las propiedades de drenaje derivadas de la cuenca, recalando la influencia del agua capturada en cabecera. El desarrollo de modelos de *spillover* fue desarrollado por Mack *et al.* (1997) para el Cuaternario de Nuevo México. Pelletier *et al.* (2005) usan modelos numéricos para estudiar el riesgo de inundaciones en abanicos aluviales.

La comparación entre las características de los abanicos aluviales cuaternarios y los antiguos es uno de los temas con más interés científico en los últimos años. Algunos de los trabajos destacados sobre este tema son Nichols (2005) en abanicos Terciario de la Cuenca del Ebro, Wagreich y Strauss (2005) en abanicos terciarios en Austria y Leleu *et al.* (2005) en abanicos cretácicos en la Provenza. En este grupo de trabajos se enmarca uno de los objetivos de la presente tesis doctoral y aborda este tipo de comparaciones.

Capítulo 7. Geomorfología y sedimentología de las ramblas y los abanicos actuales

7.1. Introducción

En este capítulo se van a describir las facies y secuencias presentes en las ramblas y los abanicos actuales aluviales objeto de estudio. Se va a seguir el mismo procedimiento utilizado en los capítulos anteriores para el Triásico. Se han utilizado las facies descritas por Miall (1978, 1985 y 1996) de base para la descripción.

7.2. Descripción de facies

Se han dividido las facies en los siguientes grupos: facies terrígenas, que son las compuestas por materiales con tamaños: conglomerado, arena o lutita y que se han formado a partir de alteración y disgregación. Facies mixtas, que son las formadas por la combinación de terrígenos con distintos tamaños de grano.

A) Facies terrígenas

Gm: Conglomerados masivos clastosoportados o con estratificación horizontal grosera (Fig.7.1.a). Se clasifican como conglomerados polimícticos con matriz arenosa. Los cantos son de cuarzo, cuarcita y rocas metamórficas (gneises), de subangulosos, con textura clastosoportada. El tamaño de los cantos varía entre 2,0 y 10,0 cm. Su centil es de 25 cm. Se observan niveles con granoselección positiva. El espesor de los niveles es variable, entre 10 cm y 30 cm. La geometría es tabular o lenticular. Puede encontrarse imbricación de cantos. (Fig.7.2.). Esta facies se encuentra en las tres ramblas, Nogalte, Mazarrón y Azohía.

Esta facies se interpreta como *debris-flow* pseudoplásticos o ricos en clastos y como el resultado de la migración de formas de fondo longitudinales, con un transporte tipo de fondo con un predominio del tamaño grava, siguiendo la definición de Miall (1978 y 1985).

Gms: Conglomerados masivos de cantos de cuarzo, cuarcita y materiales metamórficos, matrizsoportados por microconglomerados y arenisca ocre y grises, de grano grueso (Fig. 7.1.a). Los cantos suelen ser angulosos a subangulosos. Su centil es de unos 15 cm. La media de los cantos es de 2 a 12 cm. Los bancos son tabulares o irregulares, adaptándose al relieve preexistente. El espesor de los bancos no supera 40 cm. En ocasiones se observa imbricación de cantos (Fig.7.2.). Esta facies se encuentra en las tres ramblas.

Miall (1978) las denomina Gmm y Gmg y las interpreta como depósitos de flujos en masa, con una alta concentración de sedimentos y alta densidad y viscosidad.

Gp: Conglomerados con estratificación cruzada de planar (Fig.7.1.a). Se clasifican como conglomerados polimícticos con matriz arenosa de grano grueso. Los clastos son de cuarzo, cuarcita y gneiss, con un tamaño que varía entre 1,5 y 6,0 cm. Suelen ser subangulosos a

subredondeados. El espesor de estos niveles varía entre 0,2 y 1,0 m. Se observarse granoselección positiva en algunos niveles. La imbricación de cantos es muy común en esta facies. La geometría de los cuerpos es tabular con base y techo plano o irregular con base irregular y/o erosiva. Esta facies se encuentra en la rambla de Nogalte y en la de la Azohía.

Se interpretan como la migración de formas de fondo transversas o longitudinales de cresta recta, al igual que las descritas por Boothroyd y Nummeda, (1978).

Gt: Conglomerados con estratificación cruzada de surco, clastosoportados (Fig.7.1.a). Son conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita, y rocas metamórficas) con escasa matriz de arena gruesa o microconglomerado. El tamaño de los cantos varía entre 2,0 y 6,0 cm. Ocasionalmente, puede diferenciarse granoselección positiva. El espesor de los estratos varía entre 0,3 y 0,5 m. La geometría de los cuerpos es tabular, lenticular o ligeramente irregulares, con base erosiva. Esta facies solo se ha encontrado en la rambla de la Azohía.

Equivale a las facies Gt de Miall (1977, 1978, 1981) quien las interpreta como migración de formas transversas con cresta lobulada o el relleno de canales menores.

Gh: Conglomerados clastosoportados con estratificación paralela (Fig.7.1.a). Se clasifican como conglomerados polimícticos con escasa matriz arenosa. Están compuestos por cantos de cuarzo y cuarcita. Sus dimensiones no superan los 13 cm. Suelen presentar forma subredondeada. El espesor de los niveles varía de 0,3 a 0,6 m. La geometría es tabular o irregular, con base ligeramente cóncava y techo plano, adaptándose a relieves preexistentes. Imbricación de cantos. Esta facies se localiza en las tres ramblas objeto de estudio.

Siguiendo las explicaciones de Miall (1978 y 1985) esta facies se asocia a la migración de formas longitudinales con un importante porcentaje de carga de fondo de gravas, en momentos de flujos altos y láminas de tracción.

Gs: Conglomerados rellenando *scour* (Fig.7.1.a). Son conglomerados polimícticos de cuarzo y rocas metamórficas. No suelen ser clastosoportados, con una matriz muy escasa. Los cantos varían entre 2 y 5 cm. Su espesor no supera los 20 cm. Su geometría es irregular, adaptándose al relieve que rellenan. Se han observado, sobre todo, en la zona de la Azohía.

Se interpreta como el relleno de huecos y *gullies*, de tamaño decimétrico, por conglomerados clastosoportados (Nemec and Postma, 1993; Blair, 1999b, 2000; Laronne y Shlomi, 2007).

Sm: Areniscas masivas o con laminación difusa (Fig.7.1.a). Son sublitoarenitas (Fig.7.2.) de grano grueso a medio, de color ocre. El espesor de los niveles varía entre 15 y 30 cm. Solo en la zona de las Moreras se encuentran en las zonas proximales hasta 2 m de espesor. Su geometría es tabular y ocasionalmente, irregular. Posible bioturbación y huellas de procesos edáficos. Esta facies se encuentran en las tres ramblas estudiadas.

Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO (cm)	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
CONGLOMERADOS	Gm		Conglomerados masivos clastos-transportados o con estratificación gruesa	Conglomerados polimícticos (cuarzo, cuarcita, gneiss) con matriz arenosa	Cantos de 2-10	0,1 a 0,3	Imbricación	Tabular: - B. y T. planos. Lenticular
	Gms		Conglomerados masivos matrizsoportados	Conglomerados de Q, gneiss y cuarcita angulosos con matriz arenosa y microconglomerado	Cantos de 2-12	<0,4	Escasa imbricación	Tabular: - B. y T. planos. Irregular
	Gp		Conglomerados con estratificación cruzada planar	Conglomerados polimícticos (cuarzo, feldespato y gneiss) con matriz arenosa de grano grueso	Cantos de 1,5-6	0,1 a 1,0	Abundante imbricación	Tabular: - B. y T. planos. Irregular: - B. irregular y/o erosiva y T. plano.
	Gt		Conglomerados con estratificación cruzada de surco	Conglomerados polimícticos (Q, cuarcita y gneiss) matriz arenosa y microconglomerado	Cantos de 2-6	0,3 a 0,5	—	Tabular: - B. y T. planos Lenticular. Irregular
	Gh		Conglomerados con laminación horizontal	Conglomerados polimícticos (cuarzo y cuarcita) con matriz arenosa	<13	0,3 a 0,6	—	Irregular: - B. irregular/erosiva y T. plano. Tabular: - B. y T. planos.
	Gs		Conglomerados de relleno de scours	Conglomerados polimícticos (cuarzo, metamórficos y cuarcita)	Cantos de 2-5	<0,2	—	Irregular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano .
ARENISCAS	Sm		Areniscas con estratificación cruzada de surco	Sublitoarenitas	Grueso a medio	0,15 a 0,3	Bioturbación Procesos edáficos	Irregular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano . Tabular: - B. y T. planos.
	St		Areniscas con estratificación cruzada de surco	Sublitoarenitas	Muy grueso a grueso	0,002 a 0,005	Cantos dispersos Procesos antrópicos	Lenticular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano .
	Sp		Areniscas con estratificación cruzada planar	Sublitoarenitas a litoarenitas	Muy grueso a medio	0,002 a 0,005	Cantos dispersos	Lenticular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano . Tabular: - B. y T. planos.
	Sl		Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo	Sublitoarenitas	Grueso a medio	0,1 a 0,3	Cantos dispersos	Tabular: - B. y T. planos.
	Sh		Areniscas con laminación paralela	Sublitoarenitas a litoarenitas	Grueso a medio	0,2 a 0,6	Cantos dispersos	Tabular: - B. y T. planos. Irregular: -B. irregular y/o erosiva y T. plano .

Fig. 7.1.a) Facies de los sistemas de abanicos aluviales.




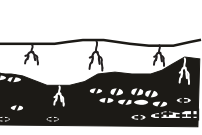


Litol.	Cód.	LITOFACIES	ESTRUCTURA SEDIMENTARIA	CLASIFICACIÓN	TAMAÑO DE GRANO (m)	ESPESOR (m)	BIOTUR. Y OTROS	GEOMETRÍA
ARENISCAS	Sr		Areniscas con <i>ripples</i>	Litoarenitas	Medio a fino	0,5 a 1,0	—	Tabular: - B. y T. planos.
LUTITAS	Fm		Lutitas masivas o con laminación difusa	Lutitas limosas y lutitas arcillosas, algo arenosas	Limos y arcillas	<1,0	Moderada biotur. Procesos Edáficos	-Tabular: - B. y T. planos . Irregular: Adaptada a las facies preexistentes.
	Fr		Lutitas con <i>ripples</i> y laminaciones	Lutitas arcillosas y lutitas limosas	Limos y arcillas	0,05	Procesos Edáficos	-Tabular: - B. y T. planos . Irregular: Adaptada a las facies preexistentes.
	Bp		Areniscas y lutitas con estructuras organosedimentarias	Ar.: Litoarenitas Lut.: Lutitas arcillosas y limosas	Ar.: medio Lut.: Limos y arcillas	0,05 a 0,15	Procesos edáficos	-Tabular: - B. y T. planos . Irregular: Adaptada a las facies preexistentes.
MIXTAS	GSp		Conglomerados y areniscas con estratificación cruzada planar	Conglomerados polimícticos con matriz arenosa	Cong.: 2-4 Ar.: Grano grueso	0,2 a 0,5	—	Tabular: - B. y T. planos.
	Se		Lag de cantos	Conglomerados de intraclastos de lutita o cantos de cuarcita	Cantos de 2-7	0,05 a 0,2	—	Irregular y erosiva

Fig. 7.1.b) Continuación facies de los sistemas de abanicos aluviales.

Se interpretaría como la sedimentación de rápida de arenas (Cain y Mountney, 2009). La uniformidad en el tamaño de grano indica un rápido depósito o la destrucción de las estructuras debido, por ejemplo, a la bioturbación o a los procesos edáficos.

St: Areniscas con estratificación cruzada de surco (Fig.7.1.a). Son sublitoarenitas de color ocre. El tamaño de grano es muy grueso y grueso, aunque en ocasiones es de grano medio. Los cantos no sobrepasan los 5 cm. El espesor de los niveles varía entre 0,2 a 0,5 m. La geometría puede ser tabular o lenticular, de base irregular y/o erosiva y techo plano. La geometría lenticular puede estar asociada a facies de *lag* de cantos (Se). Se observan cantos dispersos de cuarcita y rocas metamórficas. A techo de la serie aparecen restos de origen antrópico (ladrillos, etc). Esta facies se encuentra en la rambla de Nogalte y se asocia con la avenida de 1973.

Se interpretan como generadas por la migración de dunas de cresta sinuosa (Miall, 1977, 1985) o como formas superpuestas que modifican a otras formas mayores, (Cant y Walker,

1976; Allen, 1983). Son equivalentes a las facies A y B de Cant y Walker (1976 y a las S3 de Allen (1983).

Sp: Areniscas con estratificación cruzada planar (Fig.7.1.a). Son sublitoarenitas a litoarenitas de color ocre y marrón. El tamaño de grano varía de muy grueso a medio. Los cantos no superan los 7 cm. El espesor de los niveles es de entre 20 y 50 cm. Suelen ser *sets* aislados de esta facies. Pueden observarse superficies de reactivación. La geometría puede ser tabular o lenticular, de base irregular y/o erosiva y techo plano. Esta última puede estar asociada a facies Se de *lag* de cantos. Abundan los cantos dispersos. Esta facies se encuentra en la rambla de Nogalte.

Se interpretan como la migración de dunas de cresta recta producidas en régimen de flujo bajo y medio (Harms, 1975; Allen, 1983). Son equivalentes a las facies D de Cant y Walker (1976) y a las facies Sp de Miall (1977, 1978, 1981).

Sl: Areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (Fig.7.1.a). Son sublitoarenitas de color ocre. El tamaño de grano varía de grueso a medio. El espesor de los niveles es de entre 10 a 30 cm. La geometría puede ser tabular de base y techo plano. Son frecuentes los cantos dispersos de cuarcita y gneiss. Esta facies se localiza en las tres ramblas objeto de estudio.

Según Cant y Walker (1976) se deben a depósitos de acreción vertical producidos durante etapas de inundación y las denominan facies G. Miall (1977, 1978, 1985) las denomina facies Sl y las interpreta como depositada con flujos de alta velocidad, en zonas erosionadas de escaso relieve y *crevasse splay*. Pueden interpretarse también como el paso entre flujo subcrítico y supercrítico (Miall, 1996).

Sh: Areniscas con laminación paralela (Fig.7.1.a). Son litoarenitas y sublitoarenitas de color ocre. El tamaño de grano varía de grueso a medio. El espesor de los niveles varía entre 0,2 y 0,6 m. La geometría es tabular y en ocasiones, con base irregular y techo plano o algo irregular. Se encuentran cantos de cuarcita y materiales metamórficos dispersos (Fig.7.2.). Esta facies se localiza en las tres ramblas objeto de estudio.

Se han interpretado como depósitos bajo condiciones de régimen de flujo alto por migración de formas simples de estratificación plana. Solo en algunas ocasiones esta facies se debe a acreción vertical en zonas no canalizadas. Equivalen a las facies G de Cant y Walker (1976) y a las Sh de Miall (1977, 1978).

Sr: Areniscas con *ripples* (Fig.7.1.b). Los *ripples* son de corriente, tanto con cresta recta como sinuosa (Fig.7.2.). Son litoarenitas de color ocre y naranja. El tamaño de grano varía de medio a fino. El espesor de los niveles es entre 5 y 10 cm. La geometría de los niveles es tabular de base y techo plano. Esta facies se encuentran en las tres ramblas estudiadas.

Equivalen a las facies F de Cant y Walker (1976), a las Sr de Miall (1977, 1978, 1981).

Estas facies se producen por corrientes unidireccionales con un régimen de flujo bajo o sobre superficies preexistentes como barras o zonas someras (Miall, 1981).

Fm: Lutitas grises, masivas, lajosas o con laminación difusa. Se presentan en bancos de hasta 1 m (Fig.7.1.b). La geometría de los cuerpos es tabular o irregular adaptándose a los relieves preexistentes. Puede presentar bioturbación y escasas huellas de raíces. Esta facies se localiza en las tres ramblas objeto de estudio.

Esta facies es equivalente a las facies Fm de Miall (1977, 1978). Se interpreta como el resultado de la decantación y acreción de materiales lutíticos (Valero y Gisbert, 1994).

Fr: Lutitas grises y ocreas con *ripples* de corriente (Fig.7.1.b). Son lutitas con un importante porcentaje en arcillas (Fig.7.2.). El espesor de los niveles es de unos 5 cm y los *ripples* son de escala milimétrica. La extensión lateral de los niveles no sobrepasa varios centímetros. La geometría es tabular o irregular, según la superficie preexistente que tapice. En ocasiones presentan grietas y procesos edáficos superpuestos, poco desarrollados. Esta facies se localiza en las ramblas de Nogalte y Azohía.

Se interpretan como producidos por decantación y acreción de la carga en suspensión que se intercalan con picos de corrientes de tracción, donde se forman pequeños *ripples* de arena y de limo.

Bp: Esta facies está formada por areniscas y lutitas (Fig.7.1.b). Las areniscas son sublitoarenitas de grano medio. Los espesores varían entre 5 y 15 cm. La geometría es tabular y/o irregular. En general, se producen decoloraciones grises y ocreas y moldes de raíces rellenos de sedimento. Esta facies se encuentra en las ramblas de Nogalte y la Azohía.

Se interpretan como diferentes estadios en el desarrollo de perfiles edáficos que dan lugar a estructuras orgánico-sedimentarias producidas a favor de raíces de plantas.

B) Facies Mixtas

GSp: Conglomerados y areniscas con estratificación cruzada planar (Fig.7.1.b). Los conglomerados están compuestos por cantos de cuarcita y rocas metamórficas, de entre 2,0 y 4,0 cm. Las areniscas son rojas, de grano grueso. Los tramos están compuestos tanto por areniscas como por conglomerados en proporción similar. Algunas láminas están compuestas por areniscas con cantos dispersos. El espesor de los niveles varía entre 0,2 y 0,5 m. La geometría de los cuerpos es tabular, con base irregular o plana y techo plano. Esta facies se encuentra en la rambla de Nogalte.

Esta facies es semejante a las bimodales *matrix-supported* de las litofacies B de Steel y

Thompson (1983). Se forma por una avalancha de cantos simultánea al depósito de las arenas próximas. La mezcla se deposita de manera similar a un flujo de gravedad.

Se: *Lag* de cantos (Fig.7.1.b). Conglomerados de intraclastos de lutita o de cantos de cuarcita y rocas metamórficas, que aparecen tapizando superficies erosivas. El tamaño de los cantos es variable, entre 2,0 y 7,0 cm. El espesor de estos niveles varía entre 5 y 20 cm. Presentan una geometría irregular y erosiva. Esta facies se localiza en las tres ramblas estudiadas.

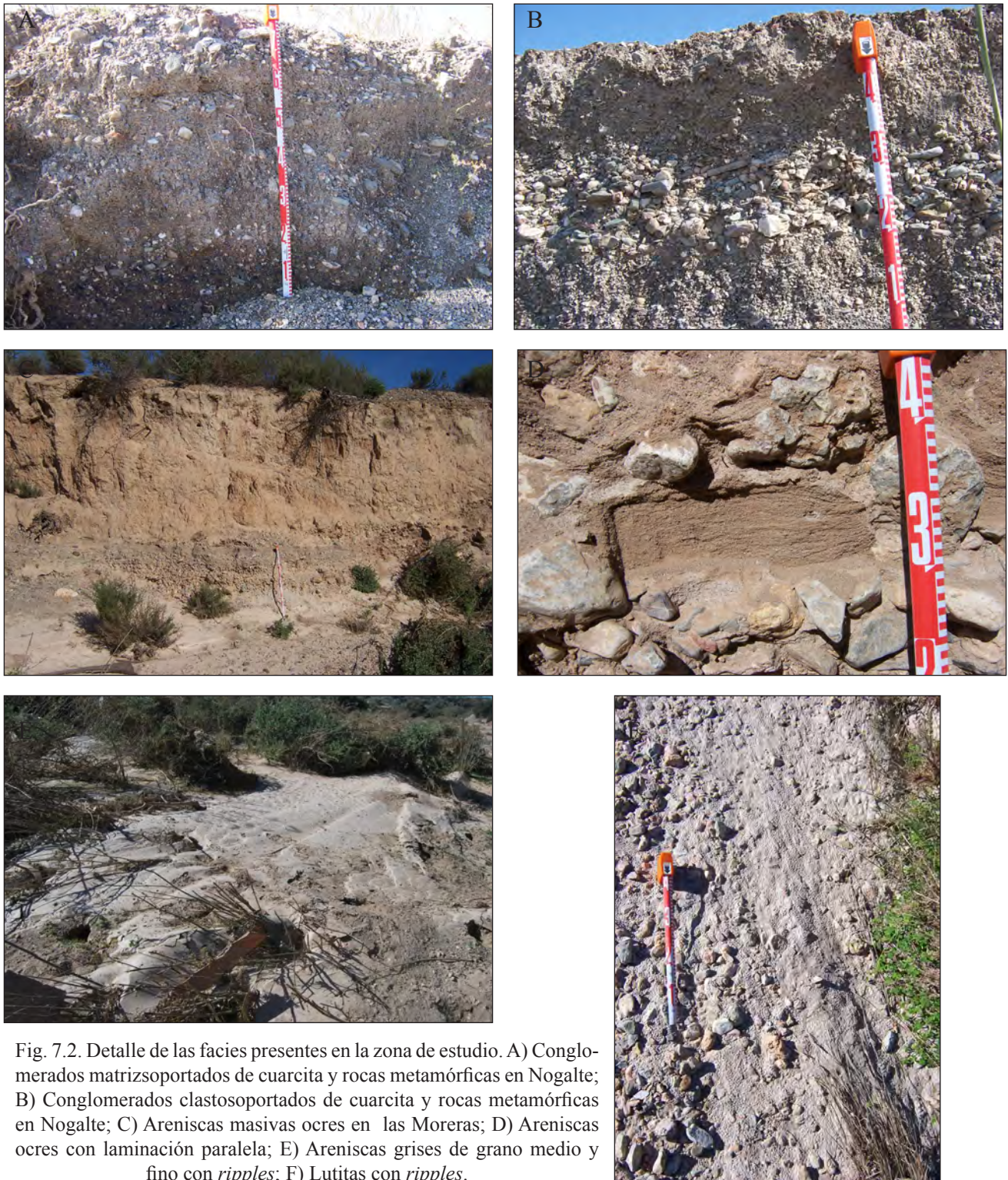


Fig. 7.2. Detalle de las facies presentes en la zona de estudio. A) Conglomerados matrizsoportados de cuarcita y rocas metamórficas en Nogalte; B) Conglomerados clastosoportados de cuarcita y rocas metamórficas en Nogalte; C) Areniscas masivas ocre en las Moreras; D) Areniscas ocre con laminación paralela; E) Areniscas grises de grano medio y fino con *ripples*; F) Lutitas con *ripples*.

Equivalen a las facies SS de Cant y Walker (1976) y a las G1, G2 y G3 de Allen (1983). Se interpretan como una superficie erosiva con cantos, que forma depósitos residuales, a base de canales y de llanuras de inundación cercanas a canales (Rust, 1978).

7.3. Elementos arquitecturales

A) Depósitos de gravedad (*debris flow*) (SG)

Este elemento está compuesto por conglomerados matrizsoportados (Gms) de cantos angulosos y subangulosos de cuarcita, cuarzo y escasos fragmentos de rocas metamórficas (gneis) (Fig.7.3.). Los cantos presentan un tamaño entre 2 y 15 cm. La matriz es arenosa de grano grueso y microconglomerado. Pueden observarse zonas arenosas con estratificación cruzada planar (Sp). La geometría del cuerpo es tabular y en menor medida irregular. El espesor del depósito es de 0,75 m y su extensión lateral se extiende varias decenas de metros (Fig.7.4.). Localmente se observa mayor proporción de matriz, respondiendo a cambios en las propiedades del flujo (densidad, viscosidad, etc).

Este depósito se interpreta como sedimentos de flujo por gravedad o *debris flow*, generado a partir de corrientes densas y de alta viscosidad (Nemec y Muszynski, 1982; Blair y MacPherson, 1992; Kalmeier et al. 2009). Este elemento es muy abundante en las tres ramblas, sobre todo en las zonas más proximales.

B) Elementos arquitecturales de canales simples (CH) y relleno de scours (HO)

Este elemento se compone fundamentalmente de conglomerados clastosoportados (Gm), de cuarcita, cuarzo y fragmentos de roca metamórfica; conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt), estratificación cruda planar (Gp), laminación paralela (Gh). En las zonas más distales estos canales pueden estar compuestos, en parte, por arenas con estratificación cruzada de surco (St), estratificación cruda planar (Sp) y laminación paralela (Sh) y *ripples* (Sr) a techo. Se observan superficies erosivas con cantos de cuarcita y metamórficos (Se), a base de algunos canales. Tapizan el canal se puede encontrar laminación por “*ripples*” (Sr y Fr) y lutitas masivas (Fm) (Fig. 7.3.). La geometría de los cuerpos es lenticular, con base cóncava y a techo plano, o tabulares. El espesor de los cuerpos no sobrepasa 50 cm y tienen una extensión lateral entre 1 y 5 m (Fig. 7.4.).

El relleno de oquedades está compuesto de conglomerados de relleno (Gs), conglomerados con laminación paralela (Gh). En zonas más distales los conglomerados son sustituidos por arenas con laminación horizontal (Sh) o estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl), según la energía del flujo. La potencia de este depósito varía entre los 10 y los 25 cm. Su extensión lateral no supera los 3 m. La geometría es lenticular, con base cóncava y techo plano.

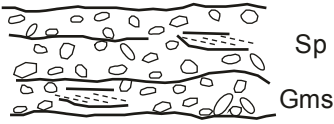
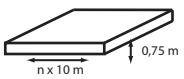
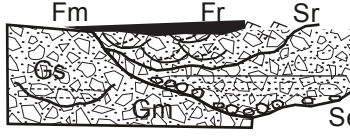
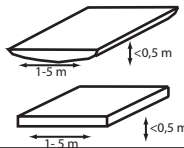
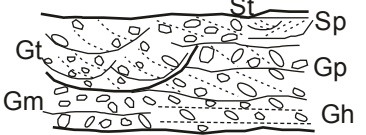
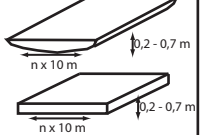
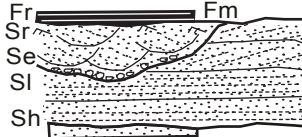
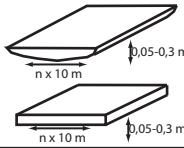

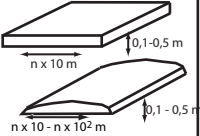
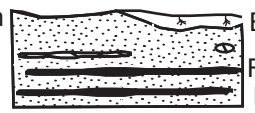
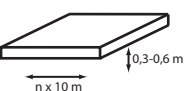
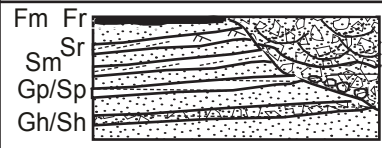
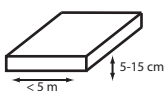
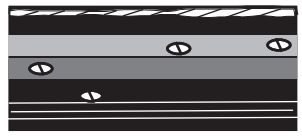
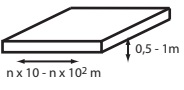
ELEMENTOS ARQUITECTURALES		Cód.	LITOFACIES	CARACTERÍSTICAS	GEOMETRÍA
DEBRIS FLOW		SG		Conglomerados matrizsoportados, de cantos angulosos de cuarzo y gneiss. La matriz es arenosa gruesa y microconglomerada.	
CANALES SIMPLES Y HOLLOW		CH HO		Canales de relleno simple y relleno de oquedades por conglomerados. Tendencia granodecreciente.	
CANALES COMPLEJOS (WCH)	BARRAS Y FORMAS DE GRAVAS	GB		Elemento de relleno de canales complejos, compuestos por conglomerados clastosoportados. Las barras son longitudinales en su mayoría.	
	BARRAS Y FORMAS DE ARENAS	SB		Elemento de relleno de canales complejos, compuesto por areniscas de grano grueso. Barras longitudinales y transversales. Tendencia granodecreciente.	
DEPÓSITOS DE LLANURA DE INUNDACIÓN Y NO CONFINADOS (FF)	SHEETFLOOD Y CREVASSES	CS		Depósitos no confinados de conglomerados y localmente arenos. Tendencia granodecreciente.	
	LLANURA DE INUNDACIÓN CON O SIN PALEOSUELOS	FFP		Arenas masivas o ligeramente laminadas. Pueden contener suelos, carbonatos y grietas de retracción.	
	LEEVE	LV		Alternancia de conglomerados, areniscas y localmente lutitas, con cierta inclinación. Tendencia granocreciente.	
LLANURA LUTÍTICA Y/O PLAYA-LAKE MARGINAL		LL PL		Lutitas masivas o ligeramente laminadas, con zonas arenosas y carbonáticas.	

Fig. 7.3. Elementos arquitecturales de los sistemas de abanicos aluviales.

Este elemento describe canales que presentan un relleno simple y no se descomponen en otros rellenos más complejos o el relleno de hoyas del fondo (*hollows*). Suelen asociarse con el depósito de canales someros (Miall, 1985) en momentos de cambio del tipo de transporte flujo (Harms *et al.*, 1982; Miall, 1996; Miall y Jones, 2003). Olsen (1989) interpreta estos depósitos como el resultado de la acción erosiva de vórtices en espiral durante los momentos de avenidas (Ortega y Garzón (2009). Este mismo proceso es propuesto por Miall y Jones, (2003) en Australia. Este elemento es muy común y se observa en todos los abanicos, sobre todo en las zonas medias y distales de Nogalte.

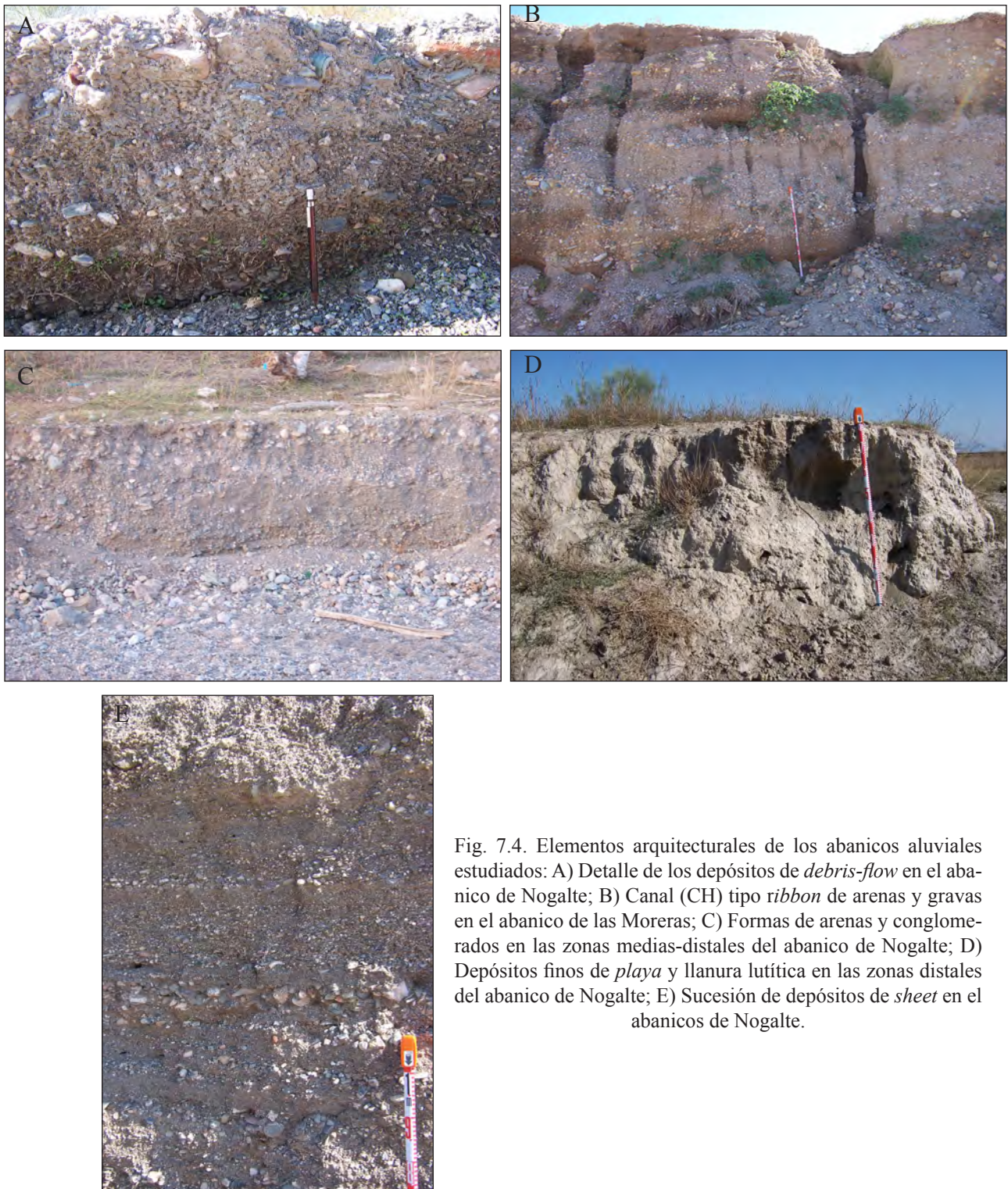


Fig. 7.4. Elementos arquitecturales de los abanicos aluviales estudiados: A) Detalle de los depósitos de *debris-flow* en el abanico de Nogalte; B) Canal (CH) tipo *ribbon* de arenas y gravas en el abanico de las Moreras; C) Formas de arenas y conglomerados en las zonas medias-distales del abanico de Nogalte; D) Depósitos finos de *playa* y llanura lutítica en las zonas distales del abanico de Nogalte; E) Sucesión de depósitos de *sheet* en el abanicos de Nogalte.

C) Elementos arquitecturales de relleno de formas canalizadas complejas (WCH)

C1) Barras y formas de gravas (GB)

Este elemento es el más frecuente en los tres abanicos estudiados. Este elemento se compone de conglomerados clastosoportados, ocasionalmente, con escasa matriz de

microconglomerados y arenas. Los cantos son subredondeados a angulosos, con un centil de 25 cm y un tamaño medio de 2 a 15 cm. Las facies que lo componen son: conglomerados masivos o con estratificación horizontal grosera (Gm), conglomerados con estratificación paralela (Gh), conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp) y conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt). Solo en las zonas medias y distales del abanico nos encontramos con niveles de areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) con geometría tabular y ocasionalmente de surco (St). (Fig. 7.3.). La geometría principal de los conglomerados es tabular, con base y techo planos, aunque se pueden encontrar formas lenticulares con base irregular y techo plano. El espesor de los cuerpos varía entre los 0,2 y los 0,7 m. Su extensión lateral es variable varias decenas de metros. (Fig. 7.4.). Las paleocorrientes principales para estas formas con hacia el SE, para el abanico de Nogalte, hacia el S para las Moreras y hacia el W para el de la Azohía.

Este elemento se interpreta como depósitos de barras y canales de conglomerados. Las facies Gm suelen producirse por el desarrollo de barras longitudinales, mientras que las Gp se generan por la formación de barras transversales. Las facies Gh se formarían en barras y lóbulos terminales (Miall, 1996). Las facies de conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt) forman parte de los canales mayores y canales menores adyacentes a barras (Miall, 1985). Las areniscas (Sp) se producen durante los momentos de baja energía.

La facies mixta de arenas y conglomerados (GSp) da lugar a la formación de barras y dunas en condiciones críticas del flujo, acumulándose las gravas hacia la base de la duna. En la superficie de base se forma un *lag* de cantos (Se). Mientras que por encima aparecen areniscas con estratificación cruzada planar. Este proceso se denomina *gravel-overpassing* (Allen, 1983c).

C2) Formas de arenas (SB)

Este elemento es menos frecuente que las formas de gravas. Se observa en las zonas medias y distales de los abanicos. Está compuesto por areniscas de grano de grueso a medio. Las estructuras principales son estratificación cruzada planar (Sp), laminación paralela (Sh), estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), estratificación cruzada de surco (St) y masiva (Sm). Sobre las facies anteriores pueden aparecer facies de *ripples* (Sr) (Fig. 7.3.). Su espesor de la forma varía entre 5 a 30 cm y su extensión lateral no llega a la decena de metros. Presenta superficies de reactivación con *lag* de cantos (Se). Tapizando las formas arenosas pueden aparecer lutitas masivas o finamente laminadas (Fm y Fr). La geometría puede ser tanto tabular o lenticular, con base cóncava y/o irregular y techo plano (Fig. 7.4.). Las paleocorrientes principales son semejantes a las descritas para las formas de gravas.

El elemento se interpreta como la generación de diferentes formas de fondo de arenas. Las facies de estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl) y de laminación paralela (Sh) se producen en momentos de alta energía y suelen producirse en fondos planos (Allen, 1984). Las facies de areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) representan la migración de formas transversas (Miall, 1985, 1996) y las facies con estratificación cruzada de surco (St) se generan por migración de formas sinuosas (Fig. 4.40.) en el relleno de canales y barras (Ashley, 1990). Las facies con *ripples* (Sr) se producen cuando el régimen de flujo es más bajo tapizando las

facies anteriores.

D) Elementos arquitecturales de llanura de inundación y no canalizados

D1) Depósitos de mantos de arroyada (*Sheetflood*) y *crevasse-splay* (CS)

Este elemento está formado por conglomerados y escasamente arenas, de grano grueso y lutitas grises. Las estructuras principales son laminación paralela (Gh y Sh) y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (Sl). De manera secundaria (Fig. 7.3.) se observa estratificación cruzada planar (Gp y Sp) y estratificación cruzada de surco (Gt y St). Tapizando las anteriores facies pueden aparecer niveles con *ripples* (Sr). La geometría de los *sheetflood* es tabular, de base y techo plano, mientras que los depósitos de *crevasse-splay* pueden ser tabulares o presentar base plana y techo convexo. La tendencia general de la sucesión es granodecreciente, más marcada en los depósitos de *crevasse-splay*. El espesor de los niveles varía entre 10 y 50 cm y la extensión lateral no llega a la decena de metros para los *crevasse-splay*. Para los *sheetflood* puede llegar a alcanzar varias decenas de metros. Los depósitos de mantos de arroyada son muy abundantes en los tres abanicos aluviales, por lo tanto han de ser procesos muy activos (Fig. 7.4.).

Este elemento se ha interpretado como depósitos de *crevasse-splay* y mantos de arroyada, resultado de la expansión y pérdida de fuerza del flujo fuera del canal, durante las avenidas de régimen de flujo fuerte e incluso supercrítico, bajo condiciones de fondos planos de alta energía (Miall, 1977; Tunbridge 1984; Sneh, 1983; Hampton y Horton, 2007). En general se produce una gradación entre las estructuras de mayor energía, conglomerados con laminación paralela, pasando por microconglomerados y en las zonas distales, arenas, de mayor a menor energía.

D2) Depósitos de llanura de inundación con y sin paleosuelos (FFP)

Este elemento es escaso y se encuentra poco desarrollado, ya que es erosionado y removilizado por otros elementos. Está constituido por (Fig. 7.3.) arenas masivas (Sm), lutitas, grises, masivas (Fm) o ligeramente laminadas (Fr). Se produce desarrollo de procesos edáficos (Bp) muy incipientes, dando lugar a suelos muy poco desarrollados. Las estructuras más habituales son huellas de raíces, decoloraciones y escasos nódulos y costras carbonáticas. La geometría es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. El espesor varía entre 0,3 a unos 0,6 m. Su extensión lateral es variable, aunque suele ser entre decenas de metros.

Este elemento se interpreta como el depósito de la carga que se sale del canal por pérdida de energía y acreción en zonas de llanura de inundación (Fig. 4.40.) y en las zonas de canales no activos (Miall y Jones, 2003). La coloración grises podrían indicar paleosuelos moderadamente drenados (Kraus, 2002; Kraus y Hasiotis, 2006). Esta asociación se localiza en todos los abanicos pero con diferentes grados de desarrollo.

D3) Depósitos de *levee* (LV)

Este elemento muestra una alternancia de conglomerados y areniscas y en las zonas más distales, lutitas, con una tendencia granocreciente. Las litofacies principales que se observan en esta asociación son areniscas masivas (Sm), conglomerados y areniscas con laminación paralela (Gh y Sh), lutitas masivas (Fm) o con cierta laminación (Fr) y en algunas zonas (Fig. 7.3.), con estratificación cruzada planar (Gp y Sp), y sobre todo, *ripples* (Sr). El espesor de los niveles varía de 5 a 15 cm. La extensión lateral no suele superar los 5 m.

Este elemento se interpreta como depósitos de *levee* (Brierley *et al.*, 1997). La alternancia de materiales y la tendencia granocreciente indica una alternancia en la energía del medio dominada por eventos de inundación. Se ha localizado en algunos canales del abanico de Nogalte.

E) Elementos arquitecturales de llanura lutítica continental o *playa-lake*.

Esta secuencia está compuesta, a base, por lutitas grises masivas (Fm) y con *ripples* (Fr) y arenas masivas (Sm) (Fig. 7.3.). Pueden observarse grietas de desecación y alguna zona con costras carbonáticas milimétricas. No ha sido posible establecer las dimensiones de este elemento, aunque el espesor puede ser de varios metros. La geometría de los cuerpos es tabular, con base y techo plano o ligeramente irregular. Esta secuencia no suele superar los 1 m de espesor. Su extensión lateral es variable, entre varias decenas de metros a cientos de metros.

Este elemento es el resultado de la sedimentación en zonas de *playa-lake* y marginales de una llanura lutítica (Fig. 7.4.). El depósito de lutitas grises habría tenido lugar en condiciones de baja energía, por decantación y/o acreción. Los nódulos de carbonato se forman en la zona vadosa. Los niveles de arenas se generan por la removilización y transporte de materiales, provocada por el viento y/o el agua. Este elemento se ha localizado en el abanico de Nogalte.

7.4. Geomorfología y descripción del medio.

7.4.1. Introducción

Son numerosas las definiciones de abanico aluvial basadas en la forma, la sedimentación y los procesos evolutivos. La definición de Bull (1968) describe que un abanico aluvial es un cuerpo de depósitos fluviales cuya superficie se aproxima al segmento de un cono, que se extiende radialmente ladera abajo desde el punto en el que el curso de agua abandona el área montañosa.

Los abanicos aluviales son formas frecuentes que se encuentran al pie de las montañas, en los valles y en cualquiera de las zonas morfoclimáticas. Su tamaño es variable, desde pequeños conos de detritos de menos de 50 metros de longitud (Harvey y Wells, 2003) a mega-abanicos de varias decenas de kilómetros de longitud (Gohain y Parkarsh, 1990). Estas formas son el resultado de la sedimentación en la zona de desagüe de una cuenca de drenaje del material detrítico procedente de la erosión de la misma (Gutiérrez-Elorza, 2008). Los flujos hídricos y de sedimento se concentran en la zona inferior de la cuenca en un canal de desagüe del abanico. Cuando el flujo alcanza el frente montañoso deja de estar confinado y se expande construyendo el abanico aluvial. En este proceso se produce una reducción de la pendiente y una disminución de la velocidad del flujo.

El estudio geomorfológico de abanicos aluviales refleja la interacción entre tres conjuntos de factores: el contexto en el que se forma el abanico (tectónica, topografía, espacio de acomodación), la descarga de agua y de sedimento y los procesos que operan en el abanico (geología y relieve de la cuenca, clima...) y la relación entre el abanico y el medio que le rodea. La combinación de estos factores explica las variaciones espaciales y temporales en la geomorfología del abanico. El estudio de la morfometría de los abanicos permite determinar los procesos asociados a su formación. Además, las características sedimentológicas, descritas en los apartados anteriores, están íntimamente relacionadas con la morfología y las variables hidráulicas y permiten un completo análisis del sistema.

Por otro lado, las ramblas constituyen un sistema hídrico estacional, efímero, que desarrolla complejas redes de drenaje, procesos singulares de circulación de caudales, erosión y sedimentación en amplios valles, secos en la actualidad, durante dilatados periodos de tiempo cuaternario y postglacial (Vita-Finzi, 1969). La magnitud, frecuencia y dinámica de estas redes hídricas puede constituir un indicador de los procesos del litoral y de los abanicos en los que desembocan. En los ambientes secos mediterráneos constituyen uno de los más importantes sistemas generadores de alta escorrentía, fuertes avenidas y alto movimiento de sedimentos.

En este apartado se va a realizar la descripción geomorfológica de los tres abanicos aluviales y ramblas, objeto de estudio: La Azohía, Moreras y Nogalte. En primer lugar se van a detallar las propiedades de la cuenca de drenaje en general para cada uno de ellos, para, posteriormente pasar a describir sus características morfológicas y morfométricas, así como las formas que los componen. Se hará un breve análisis de los procesos que operan en estos

abanicos y de los factores que los controlan. A continuación, se procederá a relatar la evolución de cada uno de ellos desde 1956 hasta nuestros días. Por último, se analiza cual es la influencia que ha ejercido la actividad humana en los procesos y la evolución de estos abanicos aluviales.

7.4.2. Geomorfología y evolución del abanico de La Azohía

En este epígrafe se describen las características geomorfológicas y la evolución del abanico aluvial de la Azohía.

7.4.2.1. Características hidrológicas y morfometría de la cuenca

La rambla de la Azohía tiene un área de 15 km². Transcurre entre los términos de Campillo de Adentro y La Azohía, en la provincia de Murcia. Los relieves que configuran esta cuenca son La Chapineta, Cabezo la Yegüa, el Collado de los Ballesteros, Cabezo El Cambrón, Morra de los Montenses, Las Rellanas, Morra de los Garabitos, Garabitos, Cerro de los Siete Cucones y Cabezo de la Panadera. A esta rambla desembocan otras ramblas y barrancos como la rambla del Campillo y las Nogueras, entre otras.

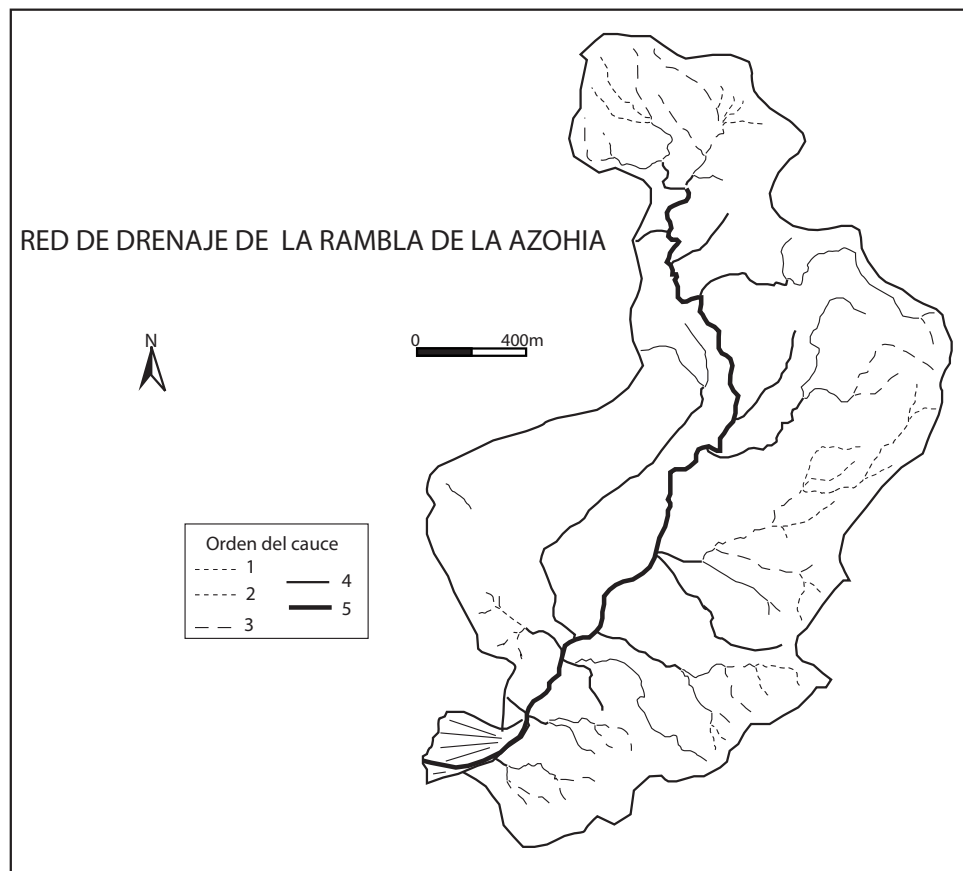


Fig.7.5. Red de drenaje de la rambla de la Azohía, incluyendo el abanico de la Azohía. La cuenca es dendrítica elongada y presenta una importante asimetría hacia el E. Según el método de Strahler presenta canales hasta de grado 5.

La red de drenaje es dendrítica en algunas zonas, sobre todo en la margen izquierda de la rambla. En la margen derecha se presenta una nava de gran extensión. Este cambio en ambos márgenes se debe al control litológico de la rambla. (Fig.7.5.). Si medimos las direcciones de los canales, la dirección preferente sería hacia el W. Presenta una importante asimetría. Mientras que en la zona E aparece una gran cantidad de canales y barrancos con una clara forma dendrítica, en la zona W, casi no aparecen canales y en su lugar, hay una zona de glaci, donde solo se distingue una rambla, la del Campillo. Una estimación de la densidad de la red de drenaje la clasifica como media-baja, según la región de la cuenca que se observe.

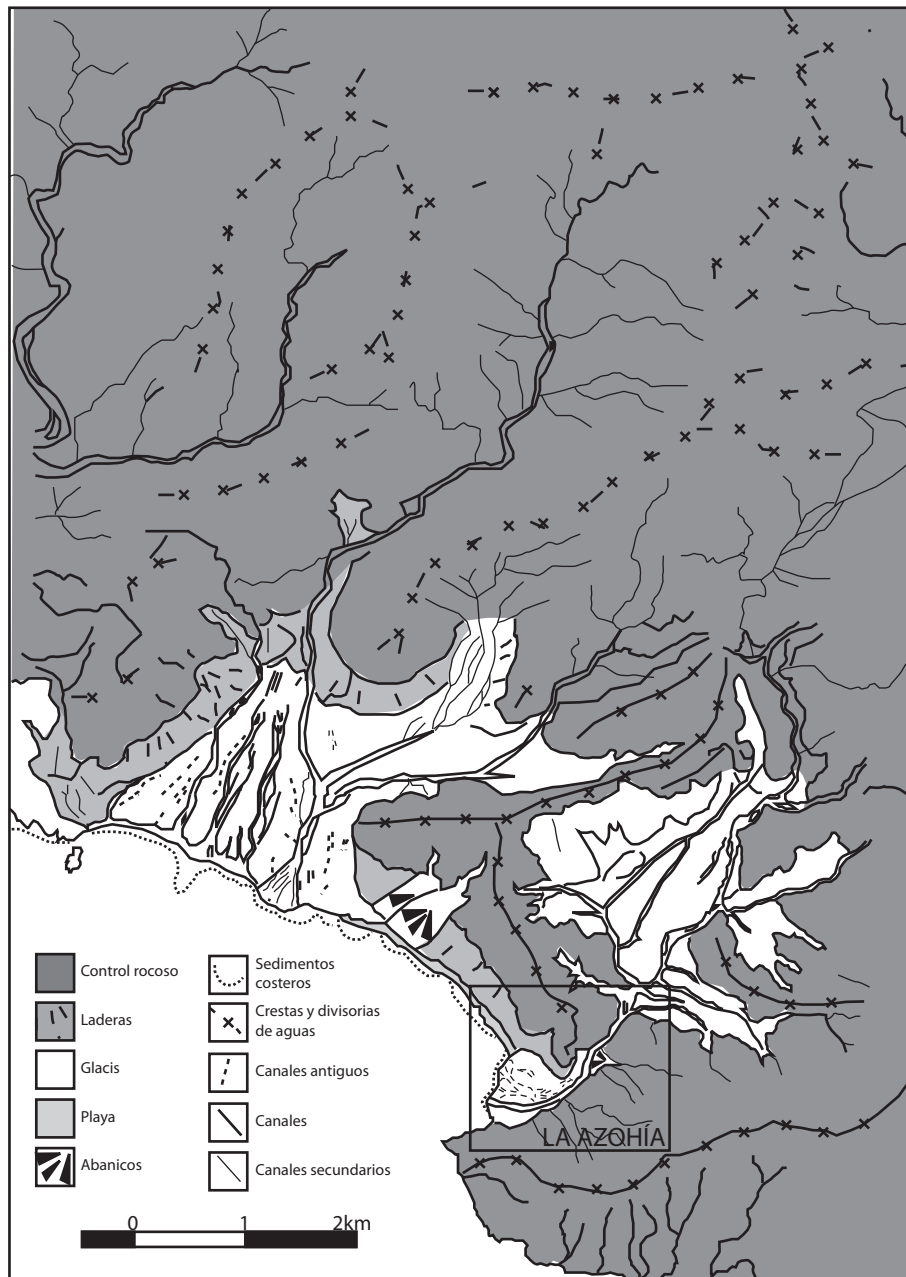


Fig.7.6. Geomorfología de la región de La Azohía. El abanico de La Azohía es el situado más al SE. En esta zona E de la ensenada de Mazarrón un gran número de abanicos desembocan en el mar Mediterráneo.

La cuenca en la que discurre la rambla tiene una forma alargada y muy irregular (Fig.7.6.). Presenta más relieve en la zona E, donde la red de drenaje está más ramificada. La presencia de deslizamientos es muy escasa. Las laderas son extensas y presentan pendientes suaves. Las terrazas son escasas y de pequeña extensión ya que no ha sufrido mucho encajamiento. Destaca la presencia de una nava en la zona media y W de la cuenca, ya mencionada. Las morfologías principales son glacis de gran extensión y poca pendiente, cuya dirección principal es hacia el S y SSW. La litología de los relieves que rodean la cuenca es la Unidad de Cabo Tiñoso y Piedras Blancas, compuestas por carbonatos y detríticos, respectivamente.

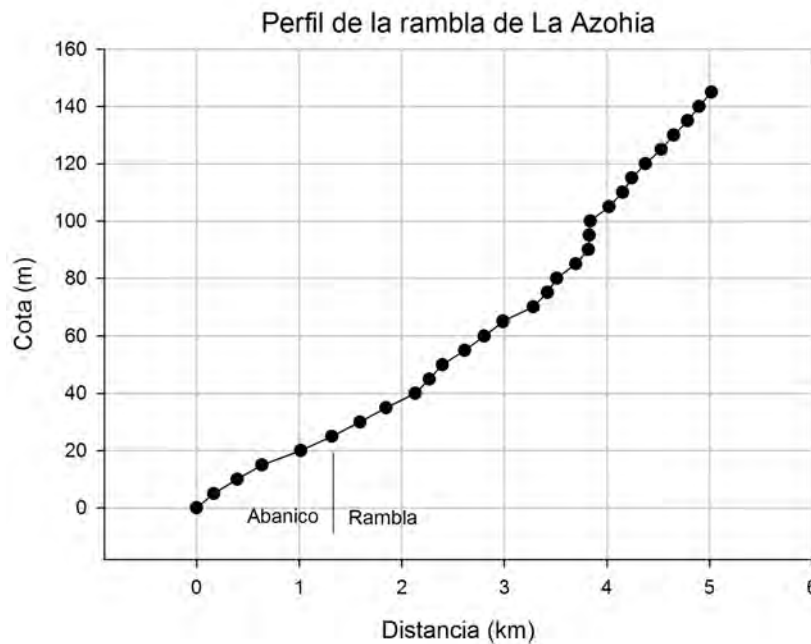


Fig.7.7. Perfil longitudinal de la rambla y el abanico de La Azohía. A lo largo de la rambla se producen varios cambios de pendiente. En el abanico la pendiente tiende a ser más pronunciada en la parte final.

El perfil longitudinal de la rambla (Fig.7.7.) sufre varias modificaciones de pendiente a lo largo de su recorrido. En la cuenca alta de la rambla, la pendiente es mayor, aproximadamente de un 3-4%, disminuye bruscamente cuando entra en la zona de glacis, aproximadamente a un 2% de pendiente. La pendiente no disminuye entre el final de la rambla y el abanico, incluso se incrementa ligeramente en la parte distal. Esto se debe al control tectónico y a las fallas del frente de la sierra, aunque no hay que descartar el retoque antrópico de la zona.

El abanico de La Azohía tiene una forma de cono, con un área de 0,22 km² y un perímetro de 2,3 km (Fig.7.6.). La pendiente disminuye ligeramente en la zona proximal, con respecto a la que tenía en la zona de la rambla, para, posteriormente aumentar ligeramente en la zona media. El canal de desagüe de este abanico tiene una anchura entre 15 y 45 m. Presenta varios meandros en los que se puede observar varias barras centrales. El ápice del abanico se localiza en un estrechamiento en la zona de Casas de Egea. La anchura del canal en este punto es de 12 m. El canal de incisión está incidido desde varios decímetros hasta 1,5 m. Tiene una anchura media de 20 m. Se observan barras laterales de gravas y arenas. El canal activo a lo largo de todo el abanico se localiza en la margen S del mismo, muy controlado por los relieves rocosos. Actualmente este abanico en su desembocadura un muro de control de avenidas de alta a media

frecuencia. Presenta dos lóbulos principales: El situado más hacia el N, está prácticamente inactivo, debido al control artificial del abanico. El lóbulo situado más al S, constituye la desembocadura principal del abanico.

Una de las conclusiones principales sobre el comportamiento de este abanico es que está regulado principalmente por los factores topográficos y litológicos, que están a su vez condicionados por el control tectónico de la zona, que consiste en una densa población de fallas con direcciones NE-SW y NW-SE. Este control tectónico es el responsable de la asimetría de la cuenca y de los dos tipos de redes de drenaje existentes a ambos lados de la rambla. Estas fracturas han dejado la margen derecha de la rambla colgada y se ha formado un glacis con escasa pendiente, que actúa como una pequeña zona semi-endorreica. Al igual que en los otros abanicos objeto de estudio, el clima de la zona es árido a semiárido con precipitaciones escasas y torrenciales, hace que las modificaciones en el sistema abanico rambla se produzcan en eventos de diferente grado de importancia.

Los procesos de erosión principales en esta cuenca son los de escorrentía y lavado. Dentro del abanico no se producen muchos depósitos de *debris-flow*. Los depósitos más comunes son los de mantos de arroyada, sobre la mayor parte de la superficie del abanico.

La acción antrópica tiene efecto sobre el sistema de La Azohía. Las posibles modificaciones y restricciones del cauce principal, la creación de escombreras en el abanico y la posible extracción de aguas subterráneas del acuífero de La Azohía pueden ser parte de la causa de la pérdida de actividad de la rambla en los últimos años.

7.4.2.2. Evolución del abanico de La Azohía

La comparación de fotografías aéreas de esta rambla (Fig.7.8.) ha permitido observar que en el primer año con información (vuelo de 1956) la rambla tenía mucha actividad. Los elementos principales, como el canal activo y canales secundarios se ven muy marcados. En muchos puntos se observan zonas de avulsión recientes. El abanico parece tener un funcionamiento en toda su extensión. Unos años más tarde, en la imagen de 1977, se observa que el canal principal sigue muy activo, posiblemente tras el evento de 1973, que dejó en toda el área de Murcia (López-Bermudez *et al.*, 1979; Pernía *et al.*, 1987; Romera, 1998) y Almería (Durán y Lamos, 1985) intensas lluvias que derivaron en avenidas importantes, sobre todo en las conocidas ramblas de Nogalte, Guadalentín y Almanzora. Se mantienen en este año las trazas de canales secundarios y avulsiones y el canal activo se ha ensanchado algo.

Pero sin duda los cambios más importantes se producen en todas las imágenes posteriores a esta fecha (2002 a 2009), con una sedimentación en el canal activo, que se estrecha y constriñe, se pierden las trazas de canales secundarios, y parece no existir funcionamiento en la superficie del abanico. El hecho de que toda la actividad se concentre en el canal puede indicar una pérdida de actividad de la rambla, lo que significaría un menor número de aportes a la zona del abanico (Razola y Ortega, 2010). Durante el periodo 1956-1977 la línea de costa no parece haberse



1956

- Pozo
- Iglesia
- Límite abanico sub.
- Límite abanico superficie
- ~ Control rocoso
- Columnas 2009
- Canal activo
- Zona de avulsión
- Trazas de líneas de avulsión
- Barras



1977



2004

Fig.7.8. Evolución geomorfológica del abanico de la Azohia. La influencia antrópica ha sido el factor principal que ha influido en las variaciones de este sistema. Fotografía aérea (CARTOMUR, 2010).

modificado, mientras que al comparar ambas imágenes con las recientes (2004 y posteriores) se observa que la zona superficial del abanico se está erosionando en su límite con el mar. No existen aportes que contrarresten la acción erosiva del oleaje y el abanico muestra retracción en la actualidad. La rambla y el abanico de la Azohía no presentan casi funcionamiento actual y por esa razón ya no se crean depósitos de material en la orilla del mar provenientes del abanico. Cuando el canal principal está en funcionamiento no suele llevar carga suficiente como para depositar material fuera de la zona deltaica principal. En estos últimos años se ha realizado el deslinde de esta rambla a lo largo de unos tres kilómetros, en el marco del programa LINDE. Una parte de los datos que se utilizan en los cálculos hidráulicos de este sistema pertenecen a este proyecto.

7.4.3. Geomorfología y evolución del abanico de las Moreras

En este epígrafe se describen las características geomorfológicas y la evolución del abanico aluvial de las Moreras.

7.4.3.1. Características hidrológicas y morfometría de la cuenca

La rambla de Las Moreras es un complejo sistema hidrogeomorfológico semiárido. La zona de la cuenca de Mazarrón, drenada por la rambla de Las Moreras, está configurada por los relieves de las sierras de Almenara, Algarrobo, las Moreras y el Cantar, en la zona interna de las Cordilleras Béticas. La cuenca se encuentra rellena de margas, areniscas y arenas, en las que en determinados sectores se superponen conglomerados cuaternarios. Durante el Cuaternario y en la actualidad se han labrado extensos glaciares de erosión y de acumulación.

La rambla de Las Moreras se incluye en un grupo de ramblas con gran desarrollo en el SE bético y que son las que mayor aporte de sedimentos suministran. Esta rambla discurre por taludes desprovistos de vegetación, con abundancia de procesos gravitacionales. La red de drenaje es muy ramificada debido a los continuos cambios. La eficacia erosiva de la lluvia ha sido favorecida por la pendiente, la pobre resistencia de los materiales, la escasa cobertura vegetal y los usos y técnicas agrarias antrópicas.

La rambla de las Moreras es la más importante unidad de drenaje de la costa Sur de Murcia. Otras ramblas importantes que forman este conjunto son Valdelentisco, Los Lorentes, Las Moreras, Villalba, Pastrana, Ramonete, Garabillo, Cañarete y Los Arejos. Destaca, por la margen derecha, los aportes de la rambla del Pantano de Lorca, por el canal del Paretón, un cauce artificial construido para desviar parte de las avenidas del río Guadalentín. Silva (1994), en su Tesis Doctoral, estudia la evolución de la depresión del Guadalentín. Este río presenta dos estadios evolutivos principales. En el primero de ellos, entre 4500 años B.P. y el siglo XVII, drena de manera natural hacia la rambla de Las Moreras. Posteriormente, se une al río Sangonera y desemboca en el río Segura. El canal del Paretón es una modificación antrópica al cauce antiguo, para evitar avenidas en la ciudad de Murcia y el valle del Guadalentín.

El área de drenaje (Fig.7.9.) de la cuenca es de 267 km², el número total de cauces supera los dos millares (2079). La longitud total de es 1116,6 km. La densidad de drenaje es de 4,32 km/km² (López Bermúdez y Gomarriz Castillo, 2005). El coeficiente de torrencialidad es elevado, de 6,35 (Rodríguez Estrella *et al.*, 1992). Este dato informa sobre el importante poder erosivo de la cuenca. La geometría de la cuenca es una red palmeada asimétrica, cuyo perímetro es redondo-ovoide.

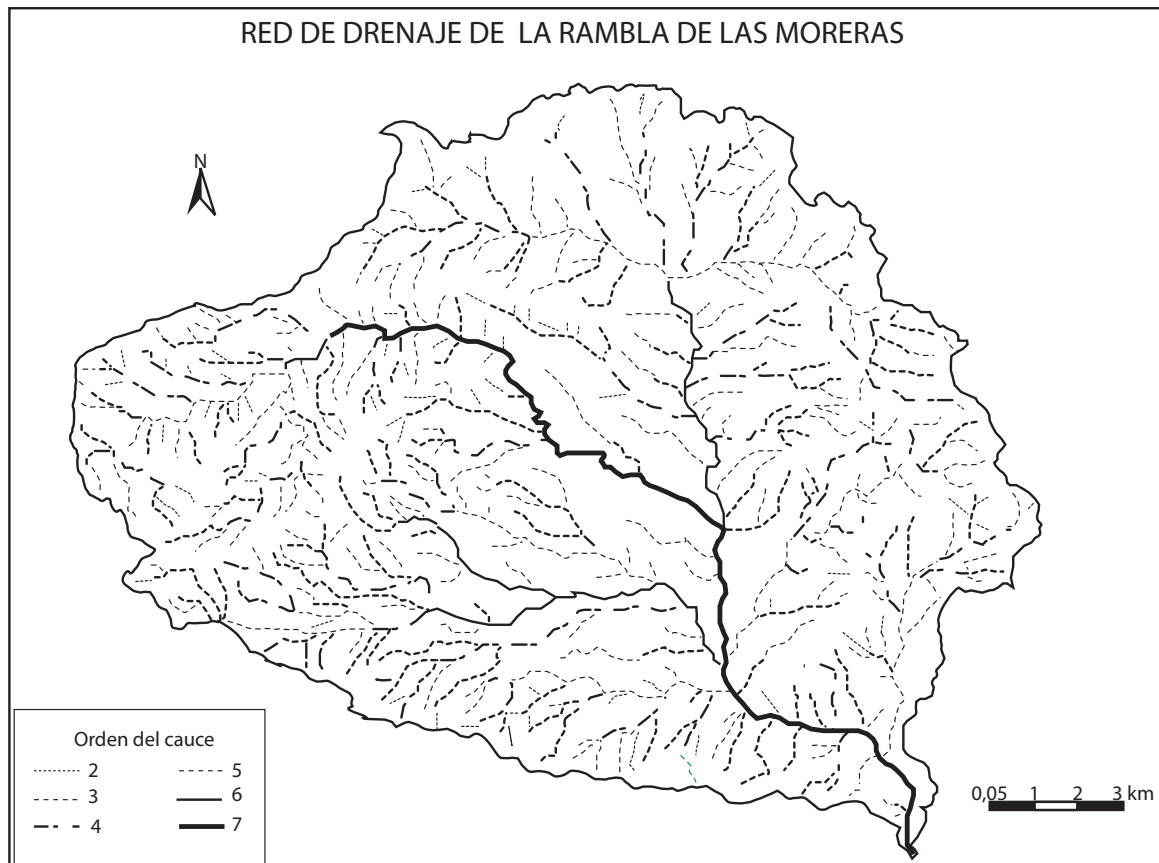


Fig.7.9. Red de drenaje de la rambla de Las Moreras. La cuenca es dendrítica y densa. Presenta bastante simetría. Presenta procesos erosivos intensos sobre unos materiales poco resistentes y sin cobertura vegetal.

La morfología del relieve (pendiente y tectónica), la litología y los suelos controlan la red de la cuenca, que está muy incidida (Fig.7.10.). Esto confiere a la cuenca un potencial alto de avenidas, con elevada carga de materiales y un importante volumen de sedimentación en la desembocadura, donde se construye el abanico aluvial.

El perfil longitudinal que presenta esta rambla desde la localidad de Las Moreras hasta su desembocadura en el mar está representado en la figura (Fig.7.11.). Como se observa, la pendiente permanece casi constante a lo largo de todo el tramo estudiado. Esto se debe a que la rambla ya discurre por una zona de glaciais con menor pendiente. Las variaciones de los últimos 6,5 km, desde Mazarrón a la desembocadura, son de tan solo 45 m de altura. Eso se correspondería con un 0,7% de pendiente.



Fig.7.10. Geomorfología de la zona de la rambla de Las Moreras. El abanico se ha ido desplazando hacia el W, así como su canal activo, debido a la presencia de estructuras tectónicas.

El abanico de Las Moreras presenta una forma típica en cono alargado (Fig.7.10.). Tiene un área de 0,83 km² y su perímetro es de 4 km. La pendiente del abanico no sufre variaciones con respecto de la rambla, sigue siendo de un 0,7%. A lo largo del kilómetro que tiene el abanico la diferencia de cota es de tan solo 7 m. Antes de su control artificial, en el abanico se podía diferenciar varias zonas. El ápice y el comienzo del canal de desagüe de este abanico se localizarían en la zona del meandro, donde se está la depuradora de agua, continuando con el canal de incisión en la zona más proximal del abanico. Siendo este canal el único existente en

esa zona. A partir de la zona de la cantera, que se correspondería con la zona media del abanico, el flujo se expande para crear los diferentes lóbulos deposicionales y canales distribuidores. Esta zona se observa en la fotografía aérea de 1956 y 1977, ya no es visible en las fotografías posteriores (Fig.7.12.). La zona más distal del abanico está representada por las charcas efímeras que se producen justo antes de la playa y la barra de cier

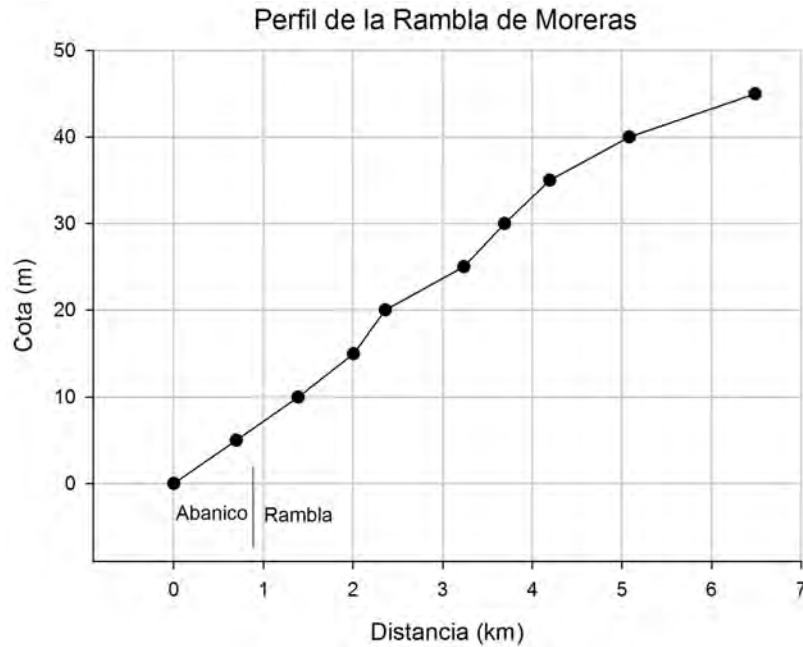


Fig.7. 11. Perfil longitudinal de la rambla y el abanico de Las Moreras. La pendiente es menos pronunciada en el primer tramo y va haciendo progresivamente menor. A lo largo del abanico la pendiente se mantiene constante.

En este sistema efímero, los procesos geomórficos de incisión y sedimentación están dominados por episodios poco frecuentes de alta magnitud (Brakenridge, 1988). La rapidez de las fases de ascenso y descenso de las avenidas hace imprevisible el comportamiento del lecho, en el que pueden darse grandes erosiones y acreciones.



Fig.7.12. Desembocadura de la rambla de Las Moreras al día siguiente de la gran avenida del 7 de septiembre de 1989. Se produce un importante aluvionamiento en el llano litoral. Tomado de López Bermúdez y Gomarriz (2005).

La erosión del suelo por el agua es uno de los procesos más importantes de degradación en esta rambla, que tiene escasa vegetación que proteja el suelo. Toda la rambla sufre pérdidas de suelo muy por encima de su capacidad de generarlo. El 53% tiene desgaste entre 5 y 50 t/ha/año y el 8,6% por encima del medio centenar de toneladas por año (López Bermúdez y Gomarriz Castillo, 2005). Los volúmenes de agua que la rambla puede llevar al mar, durante las avenidas (Fig.7.12.), son capaces de transportar miles de toneladas de sedimento, que se depositan el litoral.

El 71% de la zona de Las Moreras, presenta tasas potenciales medias y altas de deslizamientos y derrumbes (López Bermúdez y Gomarriz Castillo, 2005). Los movimientos en masa, la pérdida de suelo por erosión y los grandes volúmenes de sedimento, contribuyen a una fuerte dinámica para esta rambla de Las Moreras.

7.4.3.2. Evolución del abanico de Las Moreras

El estudio y la comparación de la fotografía aérea del abanico de Las Moreras nos ha permitido observar los importantes cambios que ha sufrido en la segunda mitad del siglo XX y XXI (Fig.7.13.).

En la fotografía aérea de 1956, la rambla presenta una importante actividad. Se observa un canal principal, aunque también se observan otros canales secundarios, que pueden llegar a tener una importancia relevante. Presenta, sobre todo en las zonas medias y distales del abanico, avulsiones recientes. Durante los largos periodos sin avenidas, se observa que el final de la rambla está compuesto por un abanico con una barra que tapona de manera efímera la desembocadura. Se pueden observar pequeñas lagunas cambiantes con varios decímetros de profundidad (Roselló y Sanjaume, 1974). Esta barra se destruye con las avenidas, como se observa en la figura 7.13. y se vuelve a construir por la acción del oleaje. Posiblemente, el abanico funcionaba en toda su extensión. Los sedimentos que llegan al mar desde el canal principal del abanico se distribuyen formando una aureola en torno a él. En la zona más proximal del abanico, el canal principal describe un meandro. Se distinguen varios episodios de movimiento del meandro y barras longitudinales dejadas en el canal. Los canales que provienen de las zonas montañosas cercanas van a desembocar en la margen derecha del abanico. El suelo de esta zona se empezó a utilizar para la producción agrícola.

En la foto de 1977 se observa que la zona activa del canal ha tenido una importante disminución y se han producido cambios en la dinámica del abanico. Ya no se distingue un canal principal y los canales secundarios han desaparecido. Se ha producido una importante incisión en la zona más activa, con paredes que pueden llegar a tener varios metros de altura. La desembocadura está ahora taponada por una barra que parece más duradera que en los años anteriores. Tras esa barra se encuentra una laguna de considerables dimensiones, donde se acumula la poca agua que llega a la zona, ya que no tiene suficiente fuerza para romper la barra. Como no se produce sedimentación de materiales en el mar, han desaparecido los depósitos submarinos existentes en épocas anteriores. Casi no se observan zonas de avulsión. La vegetación ha comenzado a colonizar las zonas donde se situaba el canal principal. No

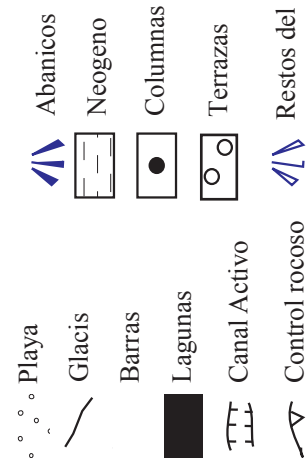


Fig. 7.13. Evolución geomorfológica del abanico de Las Moreras. El control antrópico de esta rambla y los cambios en el uso del suelo han sido los factores que han modificado este sistema.



solo se está utilizando la zona para la actividad agrícola, sino que además se está empezando a urbanizar las zonas más distales del abanico.

Destacan varias avenidas importantes en esta rambla en los últimos años, como la de 1973 y la de 1989. En la rambla del 7 de septiembre de 1989, la precipitación fue de 100 mm en una hora y quince minutos. Se originó una gran avenida con un caudal punta de 1300 m³/s (MOPU, 1989), a menos de dos kilómetros de la desembocadura. La gran cantidad de sedimentos que fueron movilizados se redistribuyeron, por la corriente marina, en las playas de Bolnuevo y Nares (Rodríguez Estrella *et al.*, 1992). Tras esta avenida, el camping situado en la zona E de la desembocadura del abanico se cerró, ya que se destruyó completamente durante la riada, ya que se sitúa en una zona de alta peligrosidad.

La fotografía de 2004 muestra que el canal principal ha sido controlado artificialmente en una buena parte del abanico. No aparece ningún tipo de canal secundario o avulsión. La mayor parte de la superficie del abanico no se encuentra en funcionamiento. La incisión del canal ha aumentado en profundidad y ya llega hasta los 4 m. La zona N, donde se localizaba el meandro, ahora presenta una zona encharcada, en la que se abandona parte del meandro. Las variaciones en la zona de este meandro provocan una importante disminución de la sección útil en el canal justo en el final de la rambla y el principio del abanico, lo que provoca un confinamiento del flujo que entra en el abanico, con el consecuente aumento de la velocidad y el poder erosivo. La barra de la desembocadura es más ancha y estable que en los años anteriores. La laguna que se forma tras ella es más pequeña, debido a que llega menor cantidad de agua a la zona. La línea de costa parece haberse mantenido estable desde los años 70'. La vegetación ha colonizado todo el canal, lo que puede indicar una disminución del número de avenidas, ya escasas desde los años 80'. En el lado W de la rambla se ha producido un importante desarrollo urbanístico y se han construido varias carreteras principales. En el lado E, se ha llenado, por completo, de agricultura bajo plástico, típica de esta región. Se está llevando a cabo el deslinde de esta rambla en el marco del programa LINDE. Son unos 16, 4 km, que solo se encuentran a falta de su amojonamiento.

7.4.4. Geomorfología y evolución del abanico de Nogalte

En este epígrafe se describen las características geomorfológicas y la evolución del abanico aluvial de Nogalte.

7.4.2.1. Características hidrológicas y morfometría de la cuenca

En estos medios áridos y semiáridos, como la mayor parte del territorio del Sureste de la Península Ibérica, la escorrentía natural es de tipo intermitente, ligada a la forma de producirse las precipitaciones, a la topografía del terreno, a la naturaleza de los materiales, etc. En determinados momentos, estos cursos (barrancos, cañadas, ramblas, ríos-ramblas mediterráneos) no pueden arrastrar todos los materiales que llevan estas aguas, generándose depósitos a lo largo de su curso, especialmente en aquellos lugares de su perfil longitudinal donde disminuye la pendiente

de forma acusada. En algunos de estos depósitos donde predominan cantos, arenas y gravas, que recubren el lecho, se da una circulación subsuperficial del agua unos días, incluso unos meses después de haberse observado escorrentía en superficie. Los procesos principales de remodelación en la zona de Nogalte son reptación (*creep*), lavado (*wash*) y acanaladuras (*rilling*) (Bull *et al.*, 1999). Los procesos de sedimentación más importantes son los de inundación en manto y los procesos fluviales.

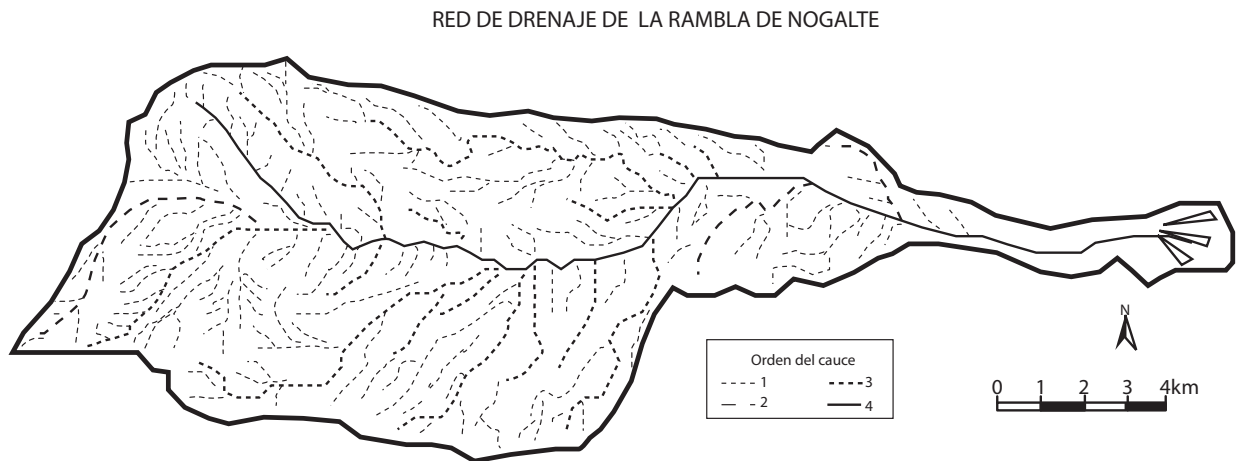


Fig.7.14. Red de drenaje de la rambla de Nogalte.

La rambla de Nogalte tiene un área total es de 171 Km², de ellos, 32 km² son ocupados por el abanico (Fig.7.14.). La cuenca de la rambla de Nogalte transcurre por los términos municipales de Vélez Rubio, Lorca y Puerto Lumbreras. Se localiza la mayor parte de esta cuenca en el cuadrante suroccidental de la Región de Murcia (Lorca y Puerto Lumbreras), y sólo su tramo más alto (Vélez Rubio) en la vecina provincia de Almería.

La rambla de Nogalte arranca de la Sierra de las Estancias, de las proximidades de Tonosa, a unos 1100 metros de altitud, en término de Vélez Rubio y finaliza su cono de deyección en la Depresión Prelitoral, sobre los 360 m de altitud, en el término de Puerto Lumbreras; tras un recorrido de más de 30 kilómetros, lo que le proporciona una pendiente media de 0,0025 m/m. La superficie total drenada por la rambla de Nogalte presenta dos cuencas que la bordean en sus tramos medio y bajo, al Este la de Casarejos-Béjar y al Oeste la de Vilerda; al igual que en su tramo alto la vertiente Norte y Este de la Sierra de la Torrecilla es drenada por el río Corneros-Vélez afluente del Guadalentín, del mismo modo que la vertiente occidental de la Sierra de las Estancias y de la Sierra del Madroño vierte hacia ramblas como la de Albos y Huércal-Overa en el río Almanzora. Finalmente en situaciones de aguas altas las ramblas de Vilerda, Nogalte y Béjar confluyen en la de Vznaga afluente del Guadalentín, y sólo las de Vilerda y Nogalte cuando saltan sus aguas el Caballón de la Hoya y el de Venta de Ceferino también pueden desviarse hacia Huércal-Overa y Pulpí, de la red del Almanzora.

La cuenca de la rambla de Nogalte está ubicada en dos grandes unidades morfoestructurales, por un lado las Béticas y, por otro, la propia fosa del Guadalentín. Las altas tierras septentrionales culminan por encima de los 1.100 metros de altitud, la Sierra de Fuente Alegre y la Sierra de la Torrecilla, la propia Loma de Nogalte casi 900 m, Tonosa a 1.114 m y cerrando por el Este el Cabezo de la Jara a 1.246 m. Sin embargo, los Pallareses al Este del cauce y la Peña Blanca al Oeste tienen una altitud de 618 m y 663 m respectivamente ya en su

tramo casi final, y la población de Puerto Lumbreras, la cual atraviesa, se encuentra a unos 460 m. Finalmente, en la Depresión Prelitoral, apenas hay 360 m de altitud. Es decir, hay fuertes pendientes en todo el reborde interior (más del 35%), pero cuando llega a Puerto Lumbreras y sale a la fosa del Guadalentín, nos encontramos con más de 8 Km en las que deambula sobre sus propios aportes aluviales con escasa pendiente (inferior al 10%). En la cuenca de la Rambla de Nogalte existiría una amplia cabecera (de 20 a 22 km) y de un tramo medio-final (de unos 8 a 10 km).

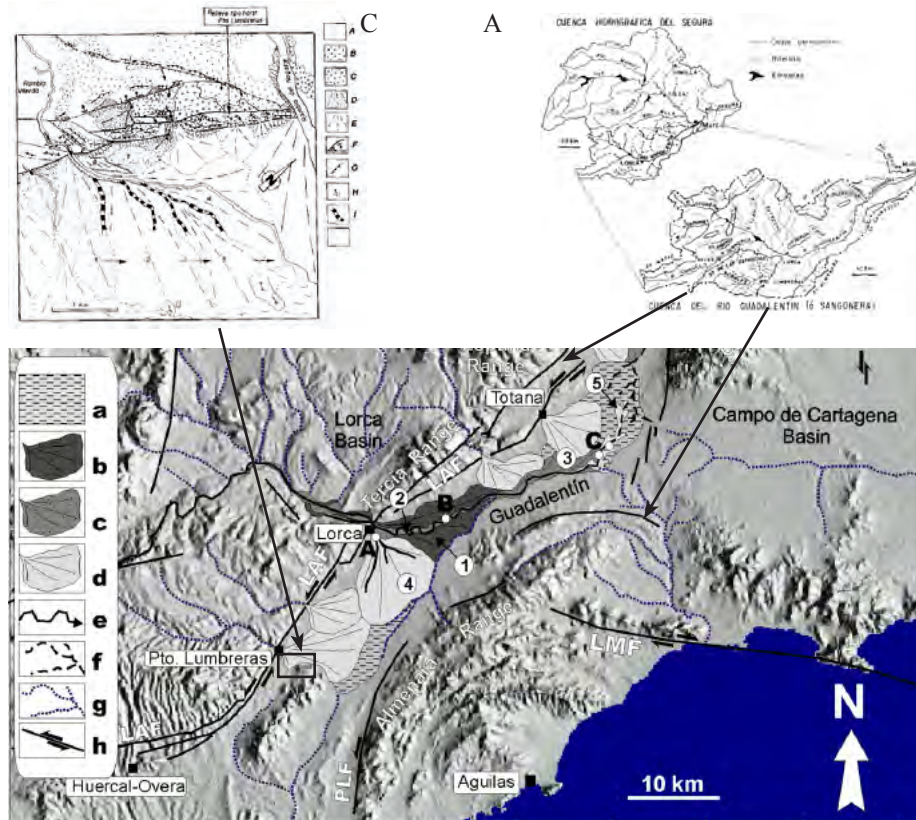


Fig.7.15. A) Sistema hidrográfico de la Cuenca del Río Guadalentín, en relación con la cuenca del Segura (Vidal Abarca *et al.*, 1987; Navarro Hervas, 1992; Silva, 1994); B) Abanicos Holocenos en la Depresión del Guadalentín. Leyenda: a) Lacustre y fluvio-palustre, b) Abanicos aluviales Holocenos, c) Abanicos aluviales históricos, d) Abanicos modernos activos, e) Río Guadalentín alto, f) Río Guadalentín bajo, g) Otros drenajes y h) Sistema principal de fallas. C) Esquema geomorfológico y tectónico de la zona de la Falla de Lorca-Alhama entre las ramblas de Nogalte y Vilerda. (Gráficos tomados de Silva, 1994 y Silva *et al.*, 2008)

La cabecera se localiza en las Béticas, en materiales metamórficos sobre todo del Complejo Alpujárride y en menor medida del Maláguide y también algún material Neógeno. Esta zona interior de las Béticas está muy fracturada, con relieves alomados de formas convexas en los materiales metamórficos; que con las lluvias son barridos, favorecida también por la acción antrópica del laboreo de secano. Y un tramo medio-final, donde la falla de Alhama de Murcia, del flanco septentrional de la Depresión de orientación predominante ENE-WSW da origen a un escarpe, a partir del cual aparecen una serie de formaciones aluviales, del tipo abanico, sobre la fosa del Guadalentín. La rambla atraviesa un amplio abanico aluvial, originado por sus propios aportes torrenciales, con un perfil disimétrico a uno y otro lado de la rambla (Conesa y Álvarez. 2003).

La cuenca de Nogalte presenta cierta asimetría hacia el S. En cuanto al orden y densidad

de cauces, es alta; según el método de Strahler estaría formado por 2.440 segmentos de cauces de 1º orden, 317 de 2º, 82 de 3º, 19 de 4º, 5 de 5º y, uno de 6º orden, y la densidad de drenaje presenta un valor medio de 6,5 km/km² (Navarro Hervás, 1985). La red de drenaje (Fig.7.14.) presenta una forma dendrítica, típica de zonas con sedimentos homogéneos y de semejante resistencia. Los ángulos entre los tributarios y el canal principal son agudos. La red aparece bien jerarquizada, destacando en su margen izquierda el Barranco de Conchillas, Barranco de la Fragua, el Barranco de Lorca y la Rambla de Viles, el Barranco de Cotes, la Rambla de Henares, la Rambla de la Ahorcada, la Rambla de los Pallareses, y el Barranco del Cañar, ya prácticamente en el tramo encauzado en el núcleo de Puerto Lumbreras. Por su margen derecha de cabeza a cola, sobresalen la Rambla de las Vicentas, el Barranco de la Oliverica, la Rambla del Yunco, la del Estrecho, la de Carrión, la Rambla del Pradico, la de los Majuelos, la Rambla de Cárdenas, la Rambla del Talancón, la de los Morillas, y el Barranco de Venero, frente al del Cañar, en el tramo entre el viaducto de la Autovía y la C.N. 340. Ya en la Depresión Prelitoral, y en su margen derecha se solapan a sus aguas en crecida las del Barranco de las Cruces y las de las ramblas del Cañete y Vilerda.

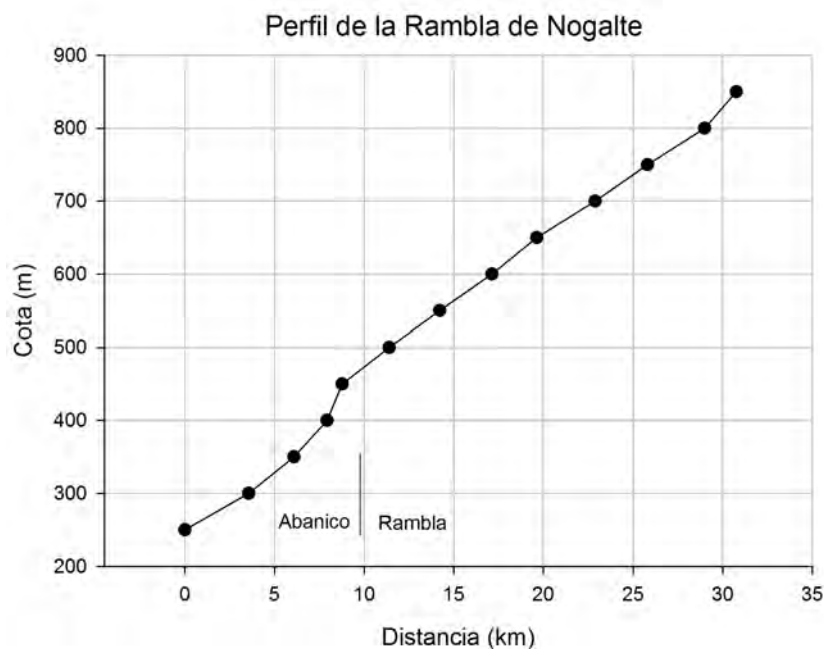


Fig.7.16. Perfil longitudinal de la rambla y el abanico de Nogalte.

Cuando en la cuenca de una rambla como la de Nogalte, se produce una lluvia de carácter extraordinario, como sucedió en octubre de 1948 con 240 mm o una sucesión de abundantes lluvias como en octubre de 1973 (29,5 mm; 69,7 mm y 95,6 mm), la crecida de la escorrentía adquiere a veces tintes catastróficos al destruir haciendas y personas (Fig.7.17.). En la de octubre de 1973, a su paso por Puerto Lumbreras, 813 m³/seg de caudal sólido y 1.161 m³ de caudal líquido, lo que hace un caudal total de 1.974 m³/seg. Suponían los arrastres el 41,18% del caudal total, el 70,02% del caudal líquido, cifra muy alta cuando en cuencas similares se aceptaban valores del 40 al 50% de caudal líquido.

La sedimentación y forma del abanico se ve influida por la activa tectónica existente en la zona. El abanico de Nogalte está condicionado por un tramo de la falla de Alhama de Murcia, una falla de desgarre sinestrosa de componente inversa, con una dirección NNE-SSW a ENE-WSW. Según Soler et al., (2003) este segmento de falla tiene una grado de sismicidad mínima

y controló el levantamiento de la sierra de las Estancias. Clasifican el abanico objeto de estudio como G6 (abanicos recientes) y G7 (depósitos de cauce y llanuras de inundación actuales). Son también atribuibles a las terrazas encajadas de Wenzens y Wenzens (1995), a las unidades 76 y 74 de Baena et al. (1993), a la fase 3 de Silva et al. (1992) y a la unidad Qhp de Martínez-Díaz (1998). Se les atribuye una edad Pleistocenos Superior y Holoceno. La cuenca de Nogalte es elongada y se encaja en materiales cámbricos y precámbricos y en la cabecera en rocas triásicas subparalelamente a la estructura general de la misma. Drenan de W a E y presentan un índice de elongación superior a 0,5. Lo que indica frentes con fuerte levantamiento y cuencas estrechas y largas (Soler et al., 2003). La red puede sufrir dislocación sinestrosa con dirección SE-NW.

La morfología del abanico (Fig.7.15.) es muestra una forma que se ve afectada por la presencia de la Sierra de la Umbria. El lado sur del abanico rodea esta sierra. El canal de drenaje tiene una anchura entre 60 y 90 m y es tiene una sinuosidad media. El ápice del abanico se localiza en el pueblo de Puerto Lumbreras. El canal de incisión presenta una anchura que varía entre 100 y 300 m. Es un canal básicamente recto y con barras longitudinales fijas. En las zonas distales se observan varios lóbulos, tanto antiguos e inactivos, como activos, en los que terminan un gran número de canales distributarios efímeros.

El perfil longitudinal del abanico (Fig.7.16.) nos permite diferenciar tres zonas con pendientes diferentes, que se asocian con las zonas proximales, medias y distales del abanico. La zona proximal presenta la pendiente más fuerte (2,7%), la zona media tiene una pendiente de 2,2 % y la zona dista, donde la pendiente es mínima, de 1,4%. La forma general de la pendiente es cóncava. La pendiente a lo largo de la rambla permanece constante, mientras que en el abanico aumenta en la zona proximal, para disminuir progresivamente hacia la zona distal.

Por la disposición de los relieves Béticos, la mayor parte del territorio que drena la Rambla de Nogalte, está dentro de la isoyeta de precipitación media anual de 400 mm, observándose una acusada disminución de las mismas en los meses de verano (junio, julio y agosto que apenas reúnen el 8 % del total). La precipitación, tanto la cantidad como la forma de producirse en el espacio y en el tiempo, es uno de los elementos climáticos que más influencia tienen en la escorrentía. Se puede considerar una precipitación media anual que supera los 300 mm pero con las lluvias muy concentradas en cortos periodos de tiempo (tormentas intensas), que ocasionan una fuerte escorrentía superficial. En los meses de verano la sequía dura de 4 a 5 meses incluso más en las partes bajas de la cuenca.

Es importante destacar que el carácter impermeable de los materiales metamórficos que forman esta cuenca favorecen el que la rambla presente más agua, favoreciendo la disminución de parámetros hidráulicos como la tensión de corte y el aumento de la potencia, con lo que la capacidad de transporte de sedimento es muy elevada.

7.4.4.2. Evolución del abanico de Nogalte

El abanico de Nogalte es una estructura de considerables dimensiones que ha sufrido variaciones moderadas desde la segunda mitad del siglo XX (Fig.7.18.). Las variaciones



Fig.7.17. A) Inundación de Nogalte en 1944 en la salida del abanico de Nogalte; B) Día de mercado durante las inundaciones de 1944; C) Inundaciones de 1973 en el final de la rambla de Nogalte; D) Materiales arrastrados durante la avenida de 1973; E) Cauce que ocupó la rambla de Nogalte durante la inundación de 1973; F) Esquema de la avenida 1973. (Fotos cedidas por Ortega)

producidas por la ocupación antrópica han dejado menos huella en este abanico que en los dos anteriores, La Azohía y Las Moreras, aunque también se ha visto afectado.

En la fotografía aérea de 1956 se observa un abanico con un canal principal bien definido. Este canal se bifurca en un gran número de canales en la zona más distal. También se observa un gran número de canales secundarios, que probablemente podían ser temporalmente activos. Toda la superficie del abanico podía encontrarse en funcionamiento. La vegetación es escasa, restringiéndose a algunas barras estables dentro del canal y a las zonas medias y distales del abanico. Los abanicos situados al SE drenan, por medio de una canal de una decena de metros

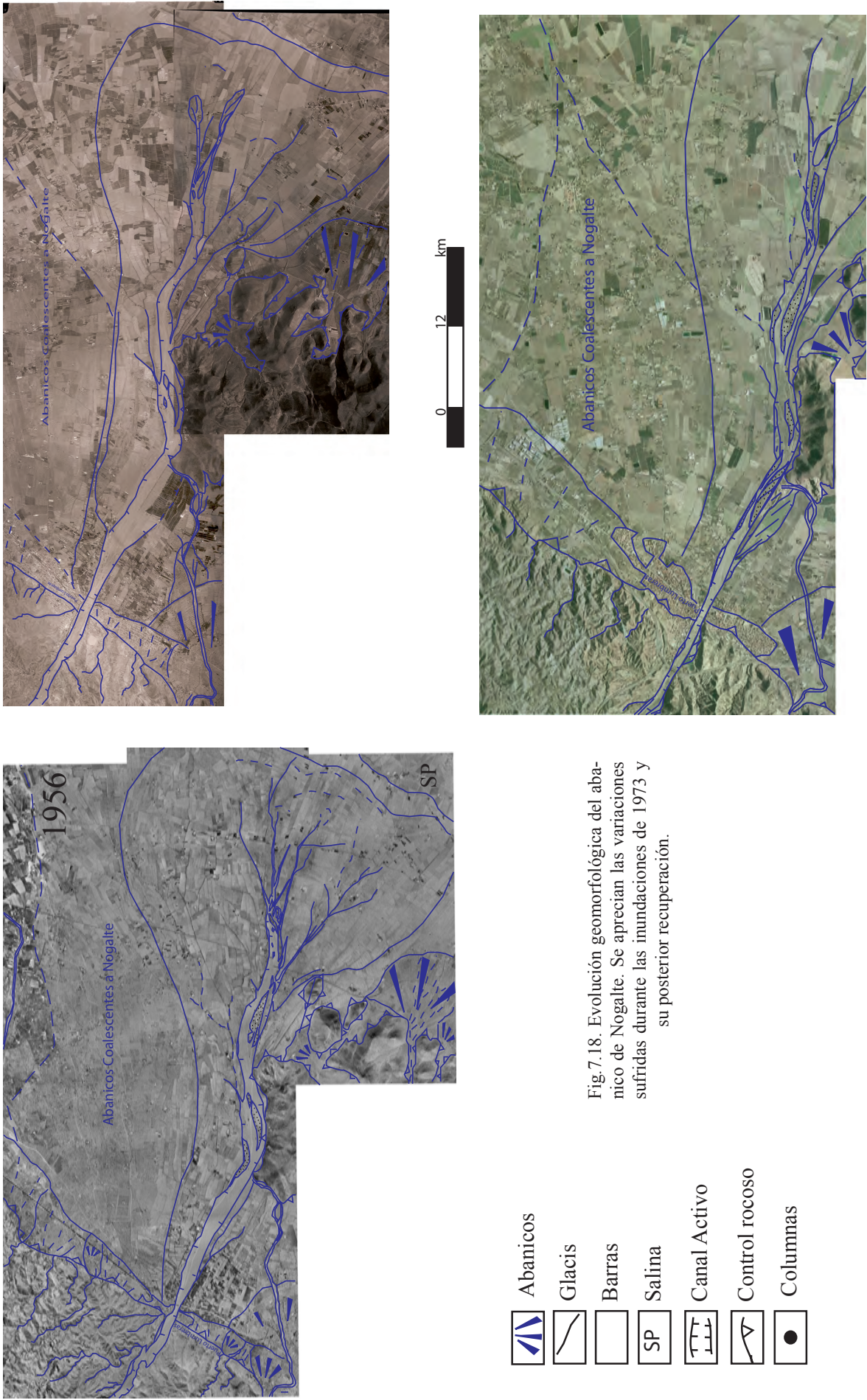


Fig.7.18. Evolución geomorfológica del abanico de Nogalte. Se aprecian las variaciones sufridas durante las inundaciones de 1973 y su posterior recuperación.

de anchura, hacia la zona media del abanico de Nogalte. La población de Puerto Lumbreras se localiza en la salida del abanico, pero no parece afectar al funcionamiento de este, ya que el pueblo es pequeño y estaba en las laderas. La gran parte N del abanico se encuentra ocupada por campos de cultivo, aunque no tendría pq impedir el funcionamiento del abanico durante las avenidas.

En la fotografía aérea de 1977, se observan cambios importantes, sobre todo en el canal principal. La anchura del mismo ha aumentado en decenas de metros en algunas zonas. Esto se debe a la avenida sufrida en 1973 y mencionada anteriormente. La extensión del abanico es aproximadamente la misma que en 1956 y parece seguir activo en toda superficie. Los canales secundarios han perdido importancia y se distingue un menor número de ellos. La vegetación es menor que en 1956, debido probablemente también a la avenida. Los abanicos situados al SE siguen siendo activos y debieron de tener gran funcionalidad durante la avenida de 1973, ya que también se han ensanchado sus cauces. El pueblo de Puerto Lumbreras es considerablemente mayor y ocupa no solo las laderas sino también parte del abanico y del final de la rambla. Además varias infraestructuras (puentes, canalizaciones) cruzan el canal de salida del abanico. Los campos de cultivo siguen siendo habituales a lo largo del abanico. En estos momentos los cultivos han aumentado bastante en las zonas más distales.

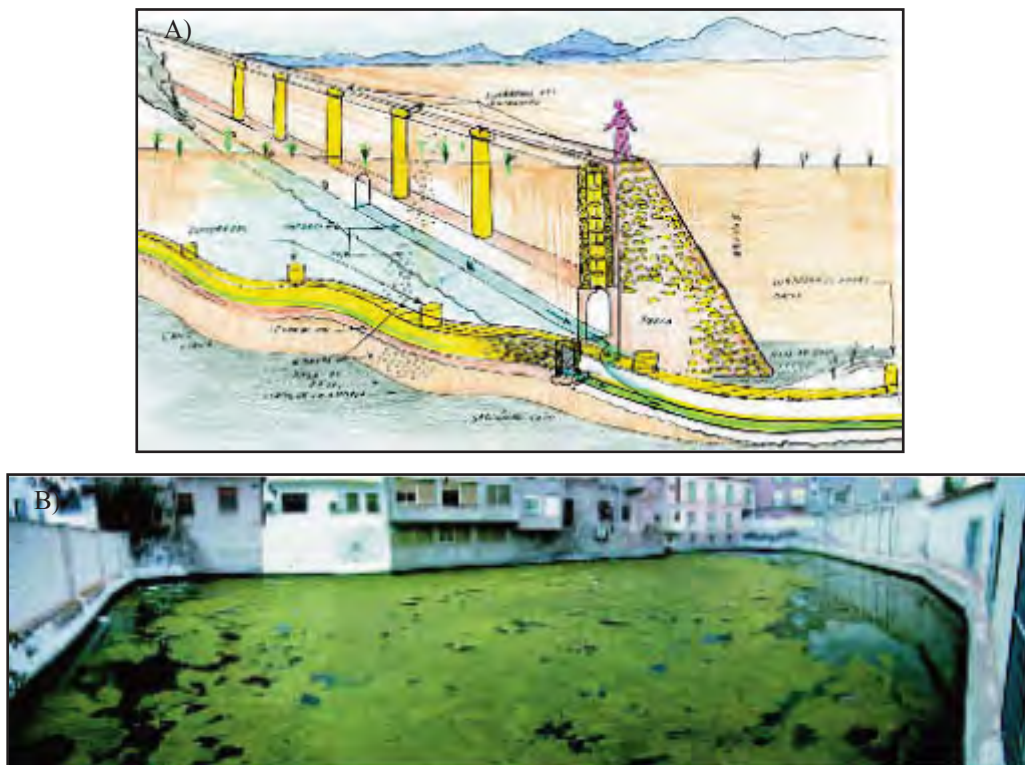


Fig.7.19. A) Sistema de caño y contracaño. Unión de las dos galerías, vieja y nueva, en las proximidades de la margen derecha de la rambla de Nogalte. B) Balsa de la Sociedad de Aguas en Puerto Lumbreras.

En la fotografía de 2004, el abanico parece haber perdido una gran parte de sus canales distributarios funcionales. Se sigue observando un canal principal en el mismo lugar que en años anteriores. La principal diferencia es que este canal es el más estrecho de todos los estudiados hasta el momento. Se ha revegetado, probablemente por ser muy estable y haber

sufrido escasas avenidas de poca intensidad. Las ramificaciones del canal principal son escasas y están tendiendo a desaparecer. También los canales secundarios han disminuido en número y sus dimensiones son más pequeñas. La extensión del abanico es aparentemente la misma. Los abanicos situados al SE, que drenaban hacia Nogalte, parecen tener también menos avenidas. El canal que desembocaba en Nogalte va a dar ahora a un camino y a una zanja donde se han extraído áridos. La población de Puerto Lumbreras ha influido en la zona proximal del abanico. Aparecen no solo puentes y caminos, sino también una autopista y se ha canalizado el final de la rambla rambla. El abanico está cubierto de campos de cultivo y además se han construido casas y balsas de contención en zonas dispersas del abanico medio y distal. Son varios los caminos y carreteras menores que cruzan estas zonas del abanico, así como un puente con las vías del tren.

La ocupación del final de la rambla y del principio del abanico por el pueblo de Puerto Lumbreras y la canalización de la rambla provocan un estrechamiento que hace que aumente la velocidad y la energía del flujo en esta zona. El resultado es que en la zona proximal del abanico está más encajado, por la mayor energía, que se disipa en la zona media.

7.4.5. Influencia antrópica

Todos los cursos aluviales y fluviales tienen una historia geomorfológica que viene condicionada por dos aspectos, por los cuales se puede conocer el estado actual del sistema. Estos aspectos son las fluctuaciones climáticas y los cambios antrópicos. Los cambios en los tramos medio, bajo y en la línea de costa en el Mediterráneo están fuertemente ligados a la actividad antrópica. (Butzer, 1963; Roselló, 1986; Calmel-Ávila, 1999). Se ha producido una intensa actividad humana en estas zonas murcianas con cambios del uso del suelo, evolución de la población, redes viarias, extracción de materiales, etc. Todo ello ha provocado la pérdida y transformación de la cobertera vegetal con la consiguiente pérdida de suelo y el aumento en el transporte de sedimentos hacia el litoral y las zonas endorreicas.

Desde hace 2000-3000 años hasta la actualidad, el impacto humano sobre estas zonas de la provincia de Murcia ha sido enorme. En la zona donde se sitúan las ramblas y los abanicos objeto de estudio se ha producido una importante expansión de la agricultura, con la siembra de frutales, explotación minera y actividad metalúrgica y cerámica. Todo esto ha provocado un fuerte impacto en las laderas (Schulte, 1996). Los suelos quedan desprotegidos y la erosión se acelera, contribuyendo a la degradación del territorio y al aluvionamiento progresivo de los llanos y el litoral.

En la rambla y el abanico de La Azohía la acción antrópica no ha sido muy fuerte. A lo largo de la rambla no aparecen presas y los puentes en el canal principal no afectan a su dinámica. Solo hay algunos caminos a lo largo del canal principal y en las zonas más abiertas de la cuenca. El abanico sí se ha visto afectado por el crecimiento del pueblo de la Azohía, sobre todo en la zona distal del abanico y en su margen derecha, que emerge el flujo de depósitos e impermeabiliza.

En la rambla y el abanico de Las Moreras la acción antrópica ha sido de vital importancia para su funcionamiento. En la cabecera de la cuenca se localiza el Pantano de Lorca, y el canal del Paretón, para desviar parte de las avenidas del río Guadalentín. El canal principal ha sido controlado artificialmente, lo que ha cambiado por completo la dinámica del abanico, no teniendo apenas funcionamiento el resto de la superficie del mismo. A lo largo de la rambla se localizan varias infraestructuras como puentes, carreteras, etc. El abanico de Las Moreras se ha visto muy modificado por la actividad agrícola. Toda la zona E ha sido utilizada para cultivos, que han evolucionado a importantes infraestructuras de plásticos, típicas de estas regiones. Además, esta zona tiene una importante carga turística, lo que ha provocado un crecimiento urbanístico, alrededor de la playa de Bolnuevo, de hoteles y carreteras.

La rambla y el abanico de Nogalte sufrido cierta presión antrópica (Fig.7.19.). La acción más importante es la construcción de canalizaciones subterráneas antes de la salida del abanico, para la conducción de agua. Sobre todo en este último siglo, ha crecido la ocupación del abanico, contruyéndose viviendas no solo en los alrededores de Puerto Lubreras, sino también en las zonas medias y distales del abanico. Aunque sigue siendo en la zona proximal, donde más acciones antrópicas se desarrollan, como la construcción de una autovía.

En cuanto a los cambios en el clima, también han sido causa de encajamiento y erosión remontante, ejemplo que se aprecia en la rambla de Las Moreras. Durante la Pequeña Edad de Hielo se produjo una fuerte aluviación ocasionada por las frecuentes avenidas e inundaciones (Garzón y Alonso, 2002). Posteriormente, la aparición de un clima más extremo, con lluvias menos abundantes, pero más irregulares e intensas, ha activado los procesos de erosión durante el último siglo.

El riesgo de las poblaciones que viven en estas zonas de ramblas con cuencas de tamaño medio y pequeño es elevado, ya que las avenidas se producen muy rápido. El agua suele ocupar las amplias llanuras donde se localizan los cultivos y algunas poblaciones. La percepción social del riesgo que corren los habitantes de estas zonas es muy deficiente (Roselló, 1986) y por esa razón es importante conocer las características de estos sistemas y sus avenidas.

re.

Capítulo 8. Caracterización hidráulica de los sistemas rambla-abanico del SE de Murcia

8.1. Introducción

En este capítulo se expone la caracterización hidráulica de los tres abanicos, Azohía, Las Moreras y Nogalte, descritas en los capítulos precedentes. Se van a exponer los resultados obtenidos para cada uno de los parámetros hidráulicos en cada zona y se van a interpretar su relevancia en el funcionamiento del sistema. Por último, se van a comparar los resultados de las tres zonas.

Como ya se ha comentado en el capítulo 5, en el que se caracterizaba el comportamiento hidráulico en el Triásico Superior del NW de la Cordillera Ibérica, la hidráulica fluvial estudia el comportamiento hidráulico o el comportamiento de las aguas en los sistemas fluviales, a veces con objeto de aprovechar recursos, mitigar riesgos o simplemente para conocer el comportamiento del río, sin fines de aprovechamiento.

Las simulaciones hidráulicas nos permiten realizar análisis de interrelación entre la morfología del cauce del río, los volúmenes de agua y sedimentos transportados, así como la manera que influyen en el nivel del agua las distintas obras hidráulicas y obstrucciones que puedan presentarse en el cauce.

8.2. Metodología

8.2.1. Introducción

Este epígrafe explica la metodología empleada para el estudio de las características hidráulicas de las ramblas y abanicos objeto de estudio.

Los datos de partida se han obtenido trabajando con el modelo hidráulico base realizado por la empresa INOCSA, para la Confederación Hidrográfica del Segura, en el Proyecto LINDE. Este proyecto se ha realizado para delimitar el Dominio Público Hidráulico (DPH) y deslindar varias ramblas en la provincia de Murcia. Para la realización de estos modelos se ha utilizado el programa HEC-RAS. Este programa es un paquete integrado de análisis hidráulico, en el que el usuario actúa recíprocamente con el sistema a través del uso de una Interface Gráfica del Usuario (GUI). El sistema es capaz de realizar cálculos del flujo de la superficie del agua, cálculos de flujo uniforme, variado, etc. En las nuevas versiones de este programa se incorporada la posibilidad de trabajar con flujo variado o incluso transporte de sedimento.

Para realizar este tipo de modelos se parte de unos datos geométricos de la forma de las secciones transversales de estudio y de los datos hidráulicos básicos (caudal y condiciones de

contorno). Con estos datos se elabora un plan y se ejecuta el programa y como datos de salida se obtienen, por ejemplo, la profundidad, la velocidad media del flujo, etc.

El primer paso es introducir los datos geográficos necesarios que consisten en:

- La información para el esquema general del cauce (Red de cuenca)
- Los datos de las secciones transversales.
- Los datos de las estructuras hidráulicas.

Una vez ingresados los datos geométricos, se introducen los valores del flujo que se requiere. Estos datos consisten en el número de perfiles que se van a ejecutar, los valores de flujo (caudales, niveles de agua) y las condiciones límite del río. Como los cálculos que se realizan son en régimen mixto, se necesitan las condiciones de contorno tanto de aguas arriba como de aguas abajo.

Cuando se han introducido todos los datos geográficos y de flujo necesarios se pueden realizar los cálculos hidráulicos de simulación. El proceso computacional se basa en:

- La solución unidimensional de la ecuación de la energía. En ella las pérdidas de energía son evaluadas por fricción (ecuación de Manning), por contracción y expansión (coeficiente que multiplican a la carga de velocidad)
- La ecuación de momentum es utilizada en situaciones donde el flujo es rápidamente variado. Esto incluye régimen de flujos mixtos: saltos hidráulicos, puentes y confluencia de ríos.
- Los efectos de las obstrucciones como: puentes, alcantarillas y otras estructuras de la llanura de inundación.

Los datos de salida pueden posteriormente ser visualizados en gráficos y como tablas de datos.

La teoría y formulación que utiliza este programa se describe brevemente a continuación. Algunos de estos conceptos ya han sido definidos en el capítulo 5, por lo tanto se hará solo una breve mención en este epígrafe.

En canales abiertos se diferencia entre flujo laminar y flujo turbulento. En el flujo laminar el efecto de la viscosidad es grande en comparación con las fuerzas inerciales, mientras que en el turbulento, esta viscosidad es despreciable. Esta característica se mide con el número de Reynolds. La velocidad del flujo no es constante en toda la sección transversal. En cuanto a la rugosidad del canal, los estudios de Ven te Chow (1983) confirman la importancia del valor del coeficiente de rugosidad (n), ya que es una buena estimación de la resistencia al escurrimiento del canal. En este trabajo, se eligieron unos valores de n de 0,035 para ser usados en el programa de simulación HEC-RAS. Además se calcularon desde otras ecuaciones, para comprobar que

eran correctos. Posteriormente se explicará este cálculo.

El modelo se ha realizado bajo un flujo gradualmente variado, que es aquel cuya profundidad varía de manera gradual a lo largo del canal. Partiendo de este fundamento se tiene en cuenta que:

- La pérdida de altura en una sección es igual que la de un flujo uniforme con las mismas características de velocidad y radio hidráulico.
- La pendiente del canal es pequeña ($<10\%$). Esto quiere decir que la profundidad del flujo puede medirse verticalmente o perpendicularmente al fondo del canal y no se requiere corrección por presión ni por arrastre de aire.
- El canal es prismático.
- Los coeficientes de distribución de la velocidad y el de rugosidad son constantes en el tramo considerado.

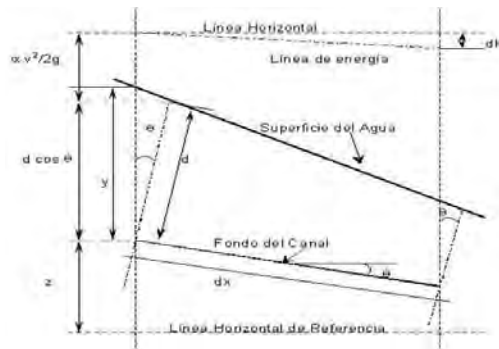


Fig.8.1. Deducción de la ecuación de flujo gradualmente variado (tomado de Mori, 2009)

La ecuación dinámica del flujo gradualmente variado en una longitud elemental dx de un canal abierto se deduce desde la fig.8.1. La altura de la línea de energía en la sección aguas arriba, con respecto a la línea de referencia es:

$$H = Z + d \cos \theta + \frac{v^2}{2g}$$

H , Z , d y θ se muestran en la fig.8.1., donde v es la velocidad media del flujo en la sección y α es el coeficiente de energía. Se asume que el coeficiente de energía (α) y el ángulo θ son constantes en el tramo del canal. Tomando el fondo del canal como el eje x derivando la ecuación anterior con respecto a x se obtiene:

$$\frac{dH}{dx} = \frac{dZ}{dx} + \cos \theta \frac{dd}{dx} + \alpha \frac{d}{dx} \left(\frac{v^2}{2g} \right)$$

Si S_f es la pendiente de la línea de energía $S_f = -\frac{dH}{dx} S_f = -\frac{dH}{dx}$

S_0 es la pendiente del fondo del canal $S_0 = -\frac{dZ}{dx} S_0 = -\frac{dZ}{dx}$

S_w es la pendiente de la superficie del agua $S_w = -\frac{dd}{dx} S_w = -\frac{dd}{dx}$

Entonces obtenemos el valor de la superficie del agua con respecto al fondo de canal. Esta es la ecuación dinámica del flujo gradualmente variado.

$$S_0 = \frac{S_0 - S_f}{1 + \alpha \frac{d}{dy} \left(\frac{v^2}{2g} \right)}$$

En base a estos primeros cálculos el programa HEC-RAS ha proporcionado datos sobre caudal en el canal principal (Q Ch.), elevación mínima del canal (Min. Ch.El.), altura de la superficie del agua calculada desde la ecuación anterior (W.S.El.), de la superficie del agua crítica (Crit. W.S.), gradiente de energía (E.G. El.), profundidad máxima del canal (Max.Ch.Depth), radio hidráulico (Hy. Depth), anchura máxima del canal (Top Width), pendiente (E.G.Slope), velocidad total (Total Vel.), velocidad del canal principal (Ch. Vel.), área del flujo (Flow area), perímetro mojado del canal (W.P.Cha.), número del Froude del canal (Froude Ch.), tensión de corte total (Shear), tensión de corte en el canal (Ch. Shear), transporte del canal (Conven. Ch.), potencial hidráulico específico total (Total Power) y potencial hidráulico específico en el canal (Ch. Power), como parámetros de mayor importancia.

Posteriormente se han calculado otros parámetros usando ecuaciones similares a las que se utilizaron en el capítulo 5. Para el cálculo del tamaño de grano medio (D_{50}) a partir de los datos de los que disponemos calculados por el modelo. Para comprobar el valor que se le había dado al número de Manning (n) en el modelo se tuvo en cuenta que:

$$n = \frac{1}{K_s}$$

Siendo K_s la rugosidad del lecho y calculándose con la ecuación:

$$U = K_s R_h^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

Siendo U la velocidad media, R_h el radio hidráulico y S la pendiente.

Se ha calculado la rugosidad equivalente (k_s) ya que esta variable se relaciona con el número de Manning y con el tamaño de grano, por medio de la profundidad del flujo. Se le denomina también altura de rugosidad y es una medida de la dimensión lineal de los elementos de rugosidad. Se ha utilizado la ecuación

$$\frac{U}{U_*} = \frac{1}{k} \ln \left(\frac{11H}{k_s} \right)$$

Donde k es una constante con valor 0,4.

Algunos autores, como López Alonso (2007) han comprobado que la relación existente entre el tamaño de grano medio (D_{50}) y la rugosidad equivalente (K_s) viene dada por:

$$k_s = 7D_{50}$$

Una vez calculado el tamaño de grano medio se han calculado otras variables que podían ser de utilidad, no solo para la caracterización hidráulica de estos sistemas, sino también para su posterior comparación con los resultados obtenidos en los depósitos triásicos. Estos parámetros son el caudal de agua, caudal de sedimento, relación anchura-profundidad, pendiente en grados, velocidad de caída de la partícula, velocidad de corte, número de Reynolds, número de Reynolds de partícula, coeficiente de fricción, coeficiente de Chezy, altura de la subcapa, número de Rouse y potencia total. Todos estos parámetros han sido teóricamente descritos en el capítulo 5.

Las ecuaciones del transporte de fondo son fórmulas que tratan de cuantificar el caudal sólido de una corriente en función de sus características hidráulicas y de las características geométricas y granulométricas del lecho. Son tantas las variables que intervienen y tan compleja la mecánica del transporte de sedimento que no ha sido posible encontrar una ecuación dinámica del transporte de fondo. En su lugar, han sido propuestas por diferentes autores una serie de ecuaciones aproximadas (ecuaciones empíricas, semiempíricas o basadas en diferentes teorías) que presentan diversas limitaciones. Algunos de estos trabajos son Meyer-Peter y Mueller (1948), Wilson (1966), Fernandez-Luque y van Beek (1976), Wiberg y Smith (1989), García y Sala (1998), Wong y Parker (2006), Fedele y Paola (2007). El caudal sólido es una función que depende directamente del exceso de tensión de corte en el fondo sobre la tensión crítica de inicio del movimiento.

$$q_{s*} = \int (\tau_0 - \tau_c)$$

En este estudio se ha utilizado la ecuación de Meyer-Peter y Müller en la que:

$$q_{s*} = 8 (\tau_0 - 0,047)^{3/2}$$

Esta fórmula se desarrolló de manera empírica en el laboratorio para gravas finas, bien seleccionadas y con transportes moderados.

Para comprobar los valores obtenidos con esta ecuación y para obtener un rango que mejore los resultados se ha utilizado la formulación propuesta por Wiberg y Smith (1989).

$$q_{s*} = \alpha_s (\tau_0 - \tau_c)^n$$

$$n = 3/2$$

$$\alpha_s = 1,6 \ln(\tau_0) + 9,8 = 9,64 \tau_0^{0,166}$$

Se ha comprobado el resultado obtenido por el modelo en parámetros como el número de Froude del canal y el potencial hidráulico específico del canal. Además se ha procedido a calcular los valores adimensionales de alguno de las variables obtenidas por el modelo, para tener un mejor manejo de los mismos.

Para la realización de los cálculos se han saumido los valores de una serie de parámetros. Estos parámetros son los valores de viscosidad ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$), gravedad ($9,81 \text{ ms}^{-2}$), densidad del agua ($1,0 \text{ g/cm}^3$) y densidad de los materiales, en este caso una mayoría de cuarzo ($2,65 \text{ g/cm}^3$). En ambos modelos se adoptaron números de Manning de valores 0,040 para las márgenes y 0,035 para el cauce de aguas bajas. Este valor ha sido comprobado posteriormente en los cálculos realizados.

Siguiendo esta metodología se han obtenido los datos descritos en los siguientes epígrafes.

8.3. Caracterización hidráulica de la rambla y abanico de La Azohía

8.3.1. Exposición de los datos y procedimiento

El estudio de la rambla de La Azohía se ha realizado en la zona final de la rambla y el abanico del mismo nombre (Fig.8.2.). Se han estudiado 11 secciones a lo largo de todo el tramo (Fig.8.3.). Para todas ellas se ha realizado el modelo en el programa HEC-RAS, para el Dominio Público Hidráulico (DPH) y para los periodos de retorno de 100 y 500 años. El Dominio Público Hidráulico coincide en su extensión con el “cauce ordinario”. Los primeros datos fueron obtenidos por INOCSA para el proyecto LINDE para la Confederación hidrográfica del Segura. El modelo matemático utilizado es unidimensional y de flujo gradualmente variado.

El modelo se realizó teniendo en cuenta la localización de los distintos cauces existentes y la posible modificación antrópica a la que pudiera haber estado sometida la zona. En la zona de la rambla no existen obras sobre la misma. En el abanico se presta especial atención a la parte moderna del pueblo de La Azohía y a algunas de sus infraestructuras. Hay que señalar que la parte final del canal principal (unos 50 m) que discurre por el abanico está controlado por un muro de un metro de altura aproximadamente. En cuanto a la vegetación, es escasa a lo largo del canal principal. En las zonas próximas al canal y en la mayor parte del abanico se aprecia en su mayoría matorral.

Posteriormente se han calculado otras variables hidráulicas de utilidad, que se describirán posteriormente. En las figuras 8.4. se observa el alcance de la lámina de agua para cada uno de los estados. Se pueden observar notables diferencias entre el comportamiento del flujo en la rambla y en el abanico. Los resultados hidráulicos obtenidos para el abanico de la Azohía se resumen en las tablas del Anexo V. El estudio se ha realizado separando la zona de la rambla propiamente dicha (1200 y 700 m), de la zona del abanico (700 a 0 m), para comprobar si existen diferencias en su comportamiento hidráulico.

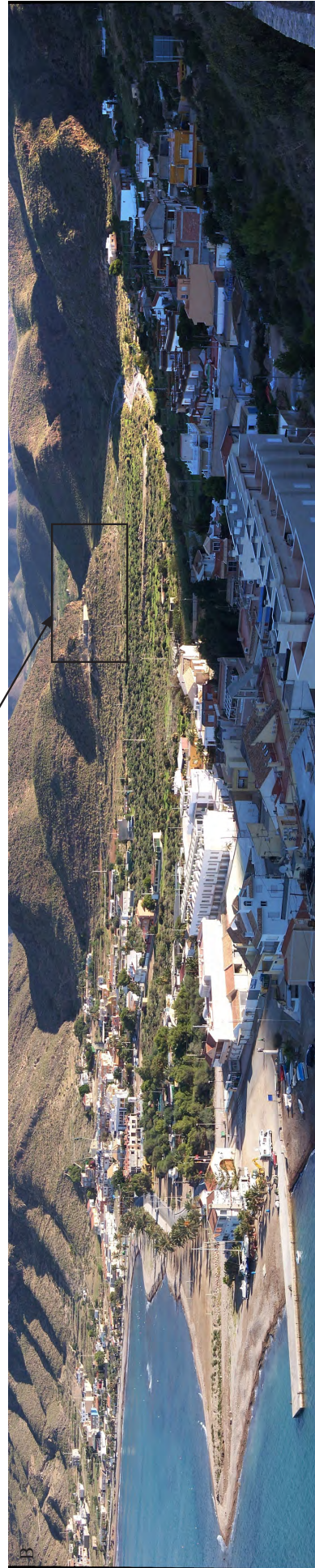
8.3.2. Cálculo y estudio de las variables hidráulicas

8.3.2.1. Variables dimensionales y sus relaciones

Las primeras variables imprescindibles para realizar cualquier cálculo hidráulico son las dimensiones de los cuerpos. En este caso fueron medidos los datos de anchura y profundidad de las secciones de estudio y se han introducido los datos de cada sección en el modelo. Los valores de estas variables se encuentran en las tablas del Anexo V.

Los valores medios de anchura para el DPH, el periodo de retorno de 100 años y el de

Fig. 8.2. A) Zona de la rambla de la Azohía objeto de estudio. B) Abanico de La Azohía. La flecha indica la zona de la rambla que aparece en la foto A.



500 años, en la rambla y en el abanico, son 21,60 y 17,55 m; 28,9 y 101,0 m y 33,1 y 127,5 m respectivamente. La anchura (Fig.8.6.) se mantiene constante en la rambla y hasta la salida del abanico, ya que se encuentra limitado por los relieves circundantes. Durante los periodos de retorno de 100 y 500 años solo aumenta ligeramente debido a que los relieves que limitan la rambla están ligeramente más separados. Cuando comienza el abanico, en el DPH la anchura del canal se mantiene bastante constante en la zona proximal. En la zona media y distal tiende a disminuir ligeramente. Esta variable para los periodos de retorno de 100 y 500 años aumenta mucho, por la expansión del canal en el abanico.

El canal ordinario (DPH) tiene un valor medio de profundidad de 0,47m en la rambla y 0.66m en el abanico, el periodo de retorno de 100 años de 0,99 y 0,82 m y el de 500 de 1,28

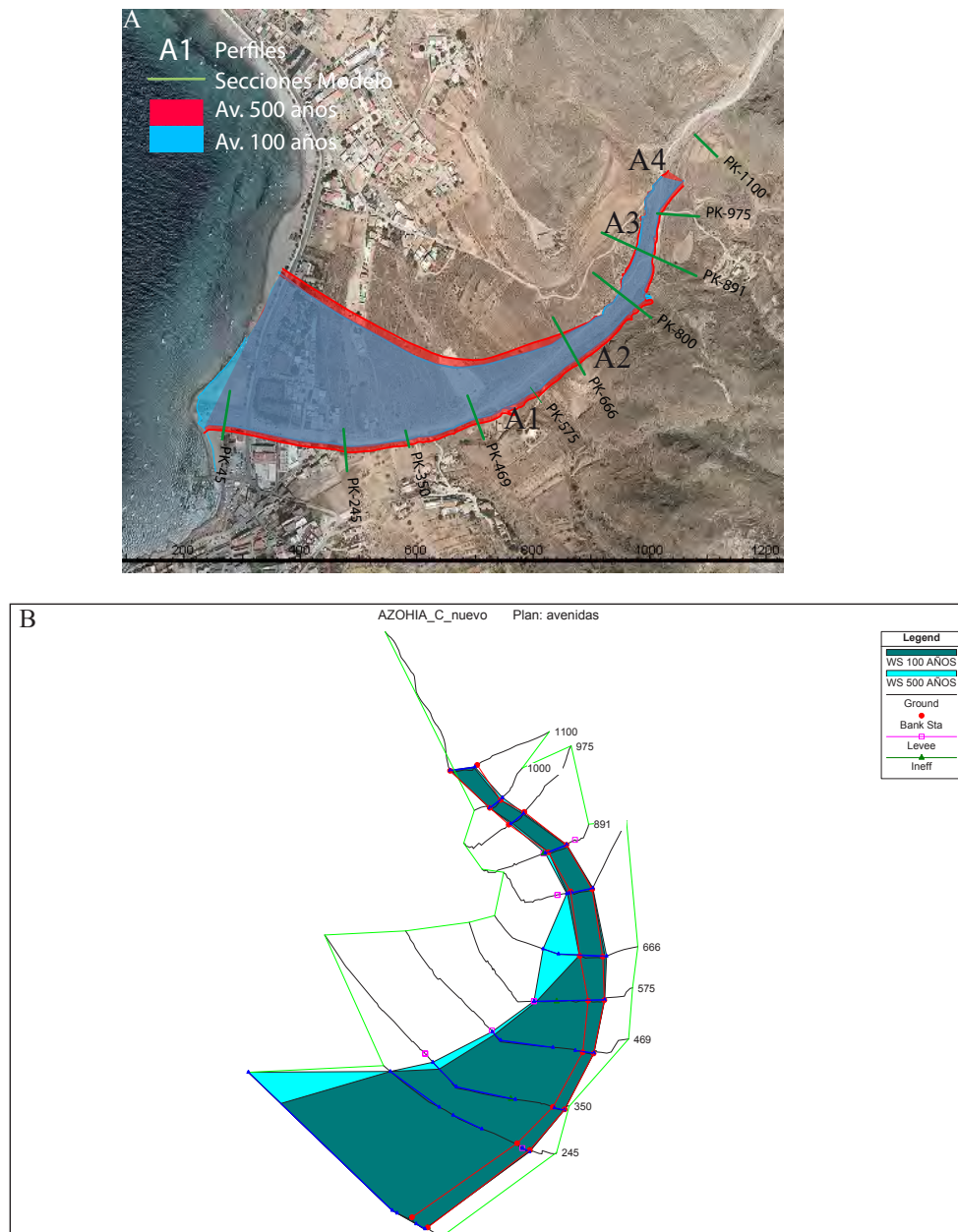


Fig.8.3. A) Fotografía aérea con la superficie de agua durante los periodos de retorno de 100 y 500 años. Se han incluido las secciones y las columnas sedimentarias levantadas en esta zona. B) Salida gráfica en 3D del DPH (líneas rojas) y los periodos de retorno de 100 y 50 años. Incluye las secciones de estudio (línea negra y valor numérico) y los contornos de las mismas.

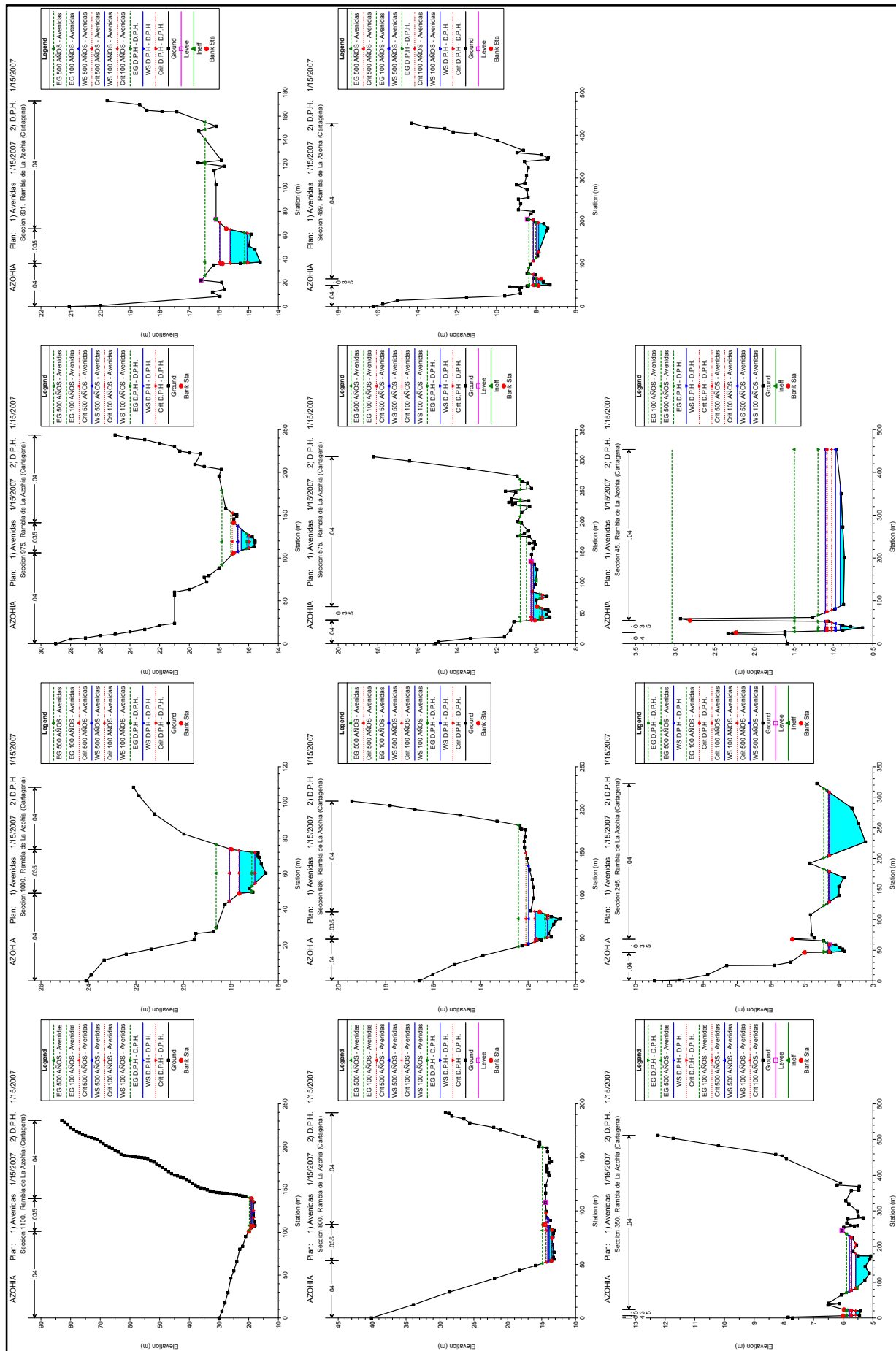


Fig 8.4. Contornos de las secciones de La Azohía y las superficies de flujo en los distintos caudales de diseño del estudio, desde aguas arriba (sección 1100 m) a aguas abajo (sección 45 m).

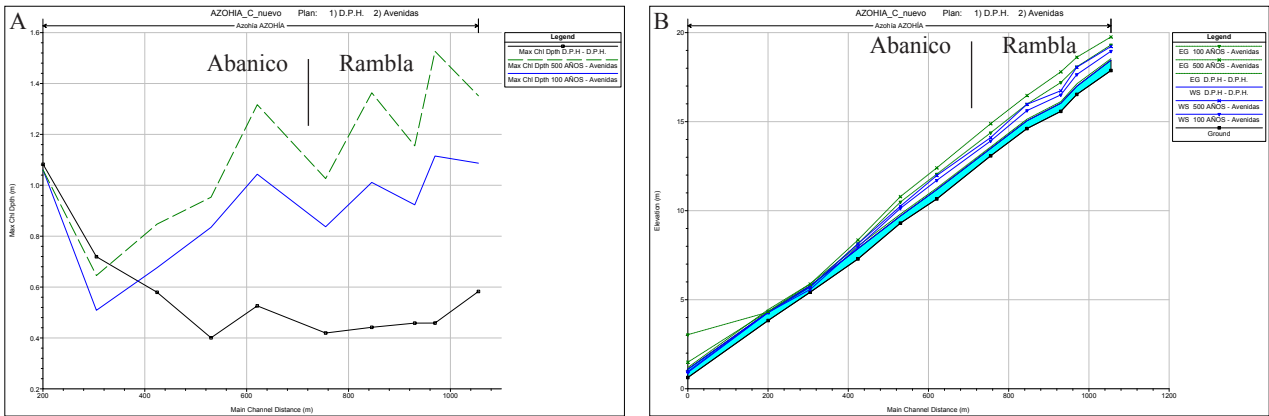


Fig.8.5. A) Variación de la profundidad con la distancia. B) Perfiles de las elevaciones del caudal estudiado. La distancia del canal principal se corresponde con las secciones estudiadas. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

y 0,96 m respectivamente. La profundidad del canal en el DPH disminuye ligeramente a lo largo de la rambla (Fig.8.5.). En el abanico la profundidad aumenta de manera general a lo largo de todos los perfiles menos en el de 575, en el que se produce una ligera disminución. El canal parece ir encajándose progresivamente. Para los periodos de retorno de 100 y 500 años, la profundidad en la rambla varía dependiendo de los relieves circundantes. En las zonas más estrechas se produce mayor profundidad. En ambos periodos de retorno se observa un comportamiento similar, aunque con mayor profundidad en el de 500 años. En la zona proximal y media del abanico la profundidad disminuye drásticamente debido a que el flujo se expande a lo largo del abanico en forma de lámina de flujo. En el final de la zona media llega a tener una profundidad inferior a la del DPH, ya que la lámina de agua llega a su máxima expansión en el abanico. En la figura 8.5.b) se observa la distribución del perfil longitudinal de la zona de estudio y las distintas superficies de la lámina de agua para el DPH y los distintos periodos de retorno. Las líneas azules representan la superficie del agua calculada por el modelo para la ecuación de energía.

La comparación entre los valores de profundidad y anchura obtenidos se ha representado en la Fig.8.7. En esta figura se puede observar como en la rambla los valores de profundidad van aumentando progresivamente entre el DPH y los periodos de retorno, mientras que la anchura se

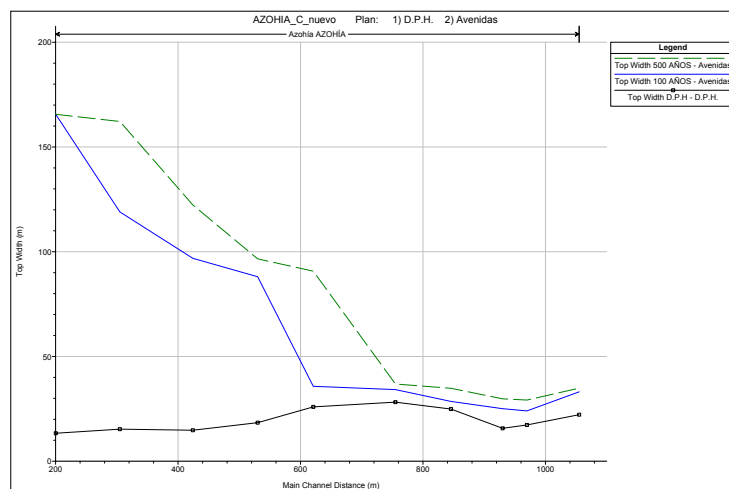


Fig.8.6. Variación de la anchura con la distancia a lo largo del canal. Destaca el incremento de la anchura en el abanico para los periodos de retorno de 100 y 500 años. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

mantiene constante entre los 20 y los 40 m y apenas cambian debido al confinamiento del relieve de la rambla. También se observa como desde las secciones situadas aguas arriba hacia aguas abajo tiende a disminuir la profundidad y a aumentar la anchura en la rambla. Esto se debe a que los relieves alrededor de la rambla se encuentran más separados aguas abajo y permiten que el canal sea más ancho. En el abanico se ha observado un comportamiento diferente entre el DPH y los periodos de retorno. De manera general se ve que las variaciones de la profundidad del canal se encuentran en un rango de unos 30 a 40 cm. La anchura presenta rangos más pequeños en el DPH, que aumentan de manera importante en los periodos de retorno, llegando a variaciones de hasta 50 m. En los periodos de retorno se produce una disminución de la profundidad y un aumento de la anchura, desde aguas arriba a aguas abajo, comportamiento similar al de la rambla. Esto se debe a que la avenida se sale fuera del canal principal y se extiende una lámina de agua más ancha y menos profunda. Destacar, que en la zona del abanico y para la modelización del canal ordinario (DPH), la profundidad aumenta y la anchura disminuye, desde aguas arriba hacia aguas abajo. Este comportamiento opuesto al de los otros momentos en el abanico y a la rambla, parece indicar un comportamiento anómalo en el canal ordinario en el abanico. El agua puede discurrir con bastante energía, pero no la suficiente para desbordar. Por lo tanto, la respuesta más lógica es erosionar el fondo, aumentando la profundidad y manteniendo la anchura casi constante.

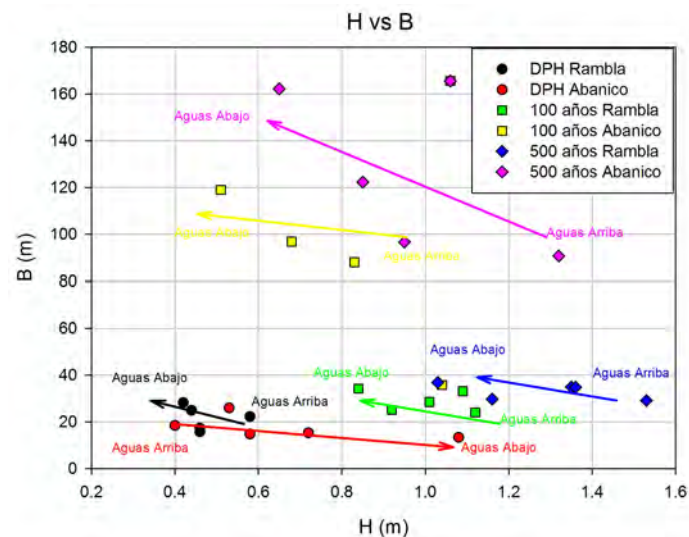


Fig.8.7. Relación entre la profundidad (H) y la anchura (B). Las flechas indican la variación de la relación entre la profundidad y la anchura desde aguas arriba a aguas abajo del sistema.

8.3.2.2. Dirección de la corriente y área inundable

Las dirección principal de corriente de la rambla es hacia el SSW (195°), muy ligada a los relieves circundantes. El abanico tiene un canal principal que se localiza pegado a la margen S del abanico. Este canal presenta una dirección hacia el SW (230°) en su zona más proximal y hacia el W en las zonas medias y distales.

Los valores medios de área inundable en m² para el DPH, el periodo de retorno de 100 años y el de 500 son 4,95, 27,36 y 39,30 m respectivamente. El área inundable (Fig.8.8.)

en el DPH se centra básicamente en la zona del canal principal, tanto en la rambla como en el abanico. En los periodos de retorno de 100 y 500 años aumenta significativamente el área inundable desde las zonas proximales hasta el comienzo de las zonas distales. En las zonas distales el área comienza a reducirse ya que el flujo se encauza hacia la desembocadura en forma de *fan-delta*. En la zona de la rambla, el área es prácticamente constante, debido a la restricción impuesta por los relieves rocosos.

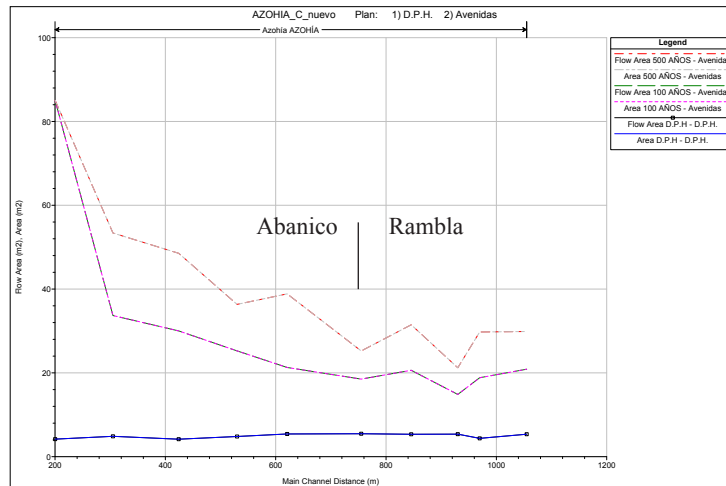


Fig.8.8. Evolución del área inundable a lo largo de La Azohía. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

8.3.2.3. Cálculo del tamaño de grano

El tamaño de grano ha sido calculado por medio de los datos de los que disponíamos a partir del modelo hidráulico. Para comprobar que estos tamaños de grano, resultado de los cálculos, eran correctos se tomaron, además, medidas en campo de los cantos, en distintas zonas a lo largo del abanico y de la rambla. Estos cálculos se han basado en la relación existente entre el tamaño de grano y la rugosidad equivalente y se han explicado en el apartado de metodología de este capítulo. Los resultados obtenidos pueden verse en las tablas del Anexo V.

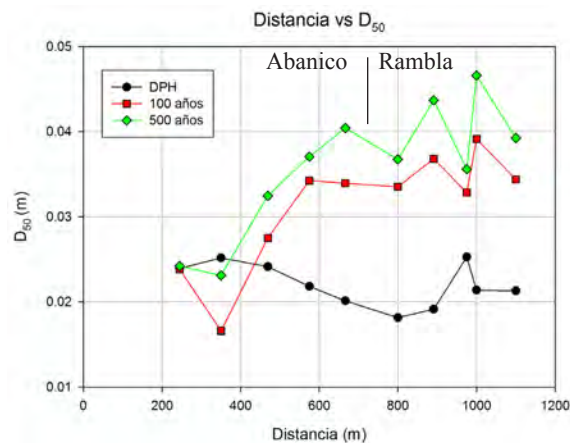


Fig.8.9. Evolución del tamaño de grano medio a lo largo de las secciones objeto de estudio. Puede observarse un comportamiento distinto entre la rambla y el abanico. La derecha del gráfico se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

El tamaño de grano medio en la rambla y en el abanico en el DPH es de 0,04 y 0,054 m. En el periodo de retorno de 100 años de 0,051 y 0,075 m y en el periodo de retorno de 500 años de 0,048 y 0,058 m.

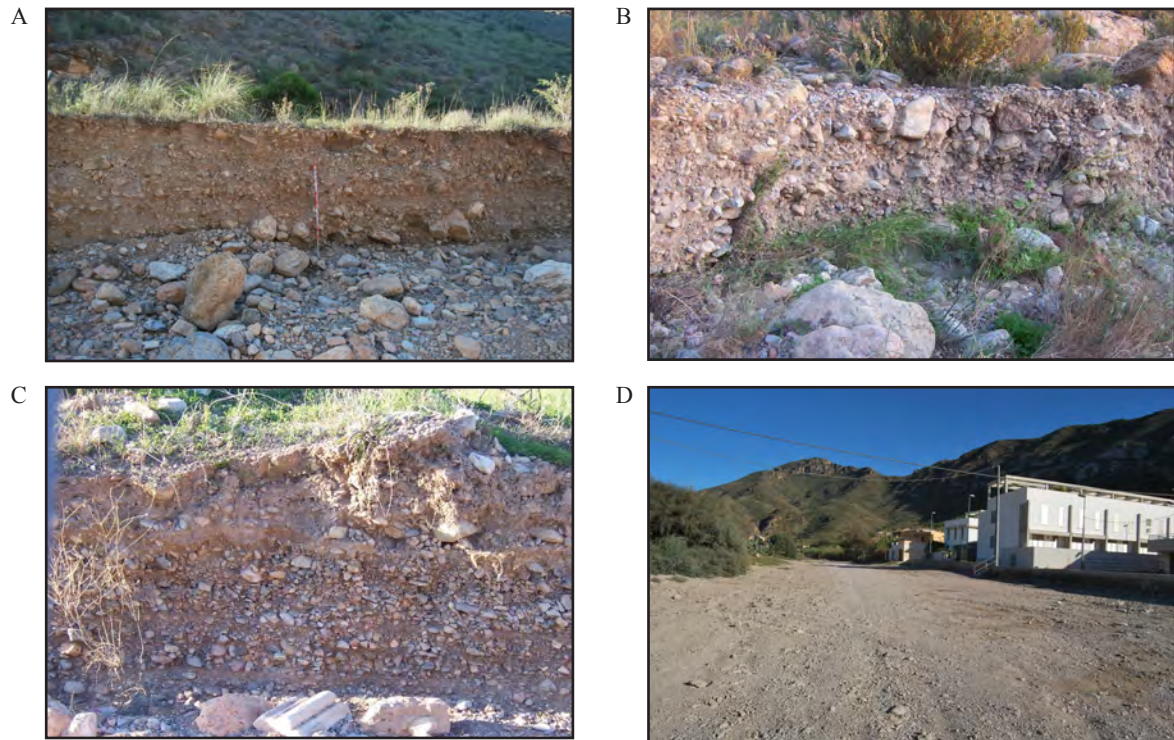


Fig.8.10. A) Tamaño de grano típico de la zona de rambla; B) Tamaño de grano en las zonas proximales del abanico; C) Tamaño de grano en las zonas medias. Este es el tamaño más común; D) Zona de desembocadura de la rambla de La Azohía, controlada artificialmente.

El tamaño de grano tiende a decrecer a lo largo de la rambla tanto para el DPH como para los periodos de retorno de 100 y 500 años (Fig.8.9.). Cabe destacar que en el periodo de retorno de 100 años, en la sección 975 m aguas arriba, se produce un aumento de menos de 1 cm de media del tamaño de grano. Esto se debe a que esta sección se localiza al principio de un estrechamiento donde se produce mayor depósito. En el abanico, la tendencia del tamaño de grano para el canal ordinario es a aumentar progresivamente desde las zonas proximales hacia las zonas distales. Este comportamiento puede deberse a que se esté produciendo erosión y lavado dentro del canal principal y por lo tanto arrastre de material dentro del abanico. En los periodos de retorno de 100 y 500 años el tamaño de grano en el abanico, decrece de manera más brusca que en la rambla. Puede incluso presentar un tamaño de grano inferior que el del DPH. Este comportamiento se debe a que durante los momentos de crecida, se pierde energía aguas abajo y el sistema deposita el material progresivamente, de mayor a menor tamaño. En estos casos la erosión es menos importante que el depósito. En la fig. 8.10. Se observan las variaciones en los tamaños de grano en la rambla (a) y en las tres zonas del abanico (b, c y d

8.3.2.4. Estudio de la pendiente y sus relaciones

La pendiente es uno de los parámetros más importantes del cual depende en gran parte el comportamiento del sistema. La pendiente del fondo del canal, se ha introducido como dato para generar el modelo, es constante y su valor es de 0,016 m/m. La pendiente del gradiente de energía que ha generado el programa tiene un valor medio para la rambla y el abanico, en el DPH de 0,0153 y 0,0158 m/m, en el periodo de retorno de 100 años de 0,020 y 0,016 m/m y en el de 500 años de 0,021 y 0,017m/m. A lo largo de las secciones en el DPH, la pendiente del gradiente de energía muestra escasas variaciones (Fig.8.11.) y se mantiene muy constante. No hay grandes diferencias entre la pendiente de la rambla y la del abanico, solo es ligeramente superior en la rambla, como es frecuente en este tipo de sistemas. El hecho de que la pendiente se incremente en la zona final del canal concuerda con que este canal sea más estrecho y profundo y, por lo tanto, con una mayor energía y velocidad. Destacan las secciones de 975 y 350 m, en las que la disminución de la pendiente es muy acusada. Estas dos zonas se corresponderían con niveles más llanos de depósito, por ser zonas más estrechas. En las avenidas se han rellenado, obligando a circular más agua por el canal, al estar constreñido el flujo, encajándose más.

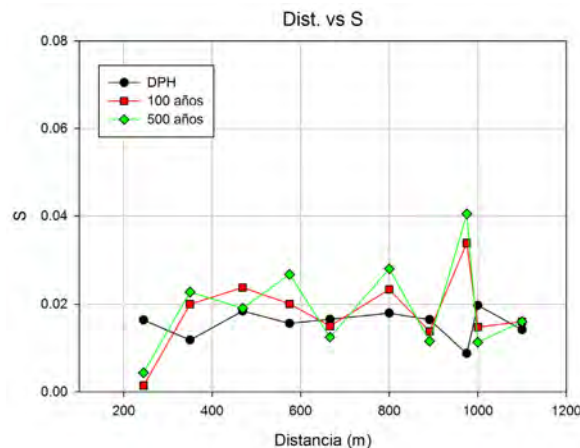
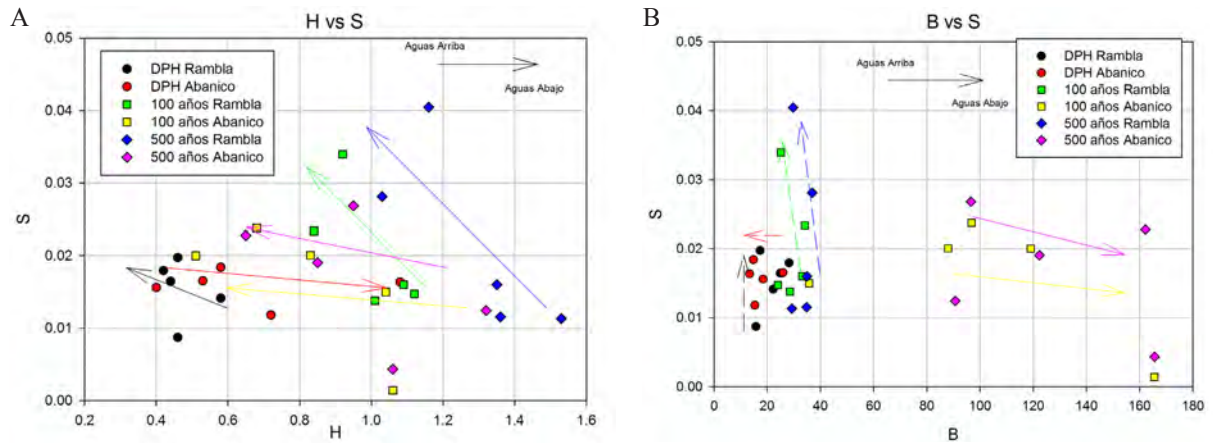


Fig.8.11. Variaciones en la pendiente a lo largo de La Azohía. No se aprecian importantes variaciones en la tendencia de la misma. La derecha del gráfico se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

En cuanto al comportamiento de la pendiente en los periodos de retorno de 100 y 500 años se puede señalar como primera observación que ambos siguen un comportamiento similar, aunque con muchas más variaciones que en el DPH (Fig.8.11.). Aunque presentan importantes saltos en los valores, la tendencia general es a la disminución de la pendiente de la línea de energía a lo largo de las secciones. Esta disminución es más lenta en la zona de la rambla y las zonas proximales del abanico y más brusca en las zonas medias y distales de abanico.

Las variaciones que sufre la pendiente si la comparamos con la anchura y la profundidad del canal (Fig.8.12.) nos permite apreciar de nuevo un comportamiento diferente entre la rambla y el abanico, sobre todo al compararla con la anchura. La tendencia general en la rambla y en el abanico es que si aumentamos tanto anchura como la profundidad, tiende a disminuir la pendiente, desde aguas arriba a aguas abajo del sistema. En el caso de la anchura esta tendencia es menos evidente en la rambla ya que los cambios en esta variable son pequeños debido a que el canal está confinado. El abanico en el DPH presenta un comportamiento contrario al habitual al variar la pendiente con la profundidad. Como se observaba en la comparación entre

los parámetros de anchura y profundidad parece que se produce alguna anomalía en el canal ordinario en el abanico. La respuesta al aumento en la pendiente es la de erosionar el fondo y aumentar por lo tanto la profundidad. Para los periodos de retornado de 100 y 500 años en el abanico se produce una disminución de la profundidad, pero apenas varía la pendiente.



8.3.2.5. Estudio de la velocidad y sus relaciones

Los resultados obtenidos para la velocidad del canal y la velocidad total por el programa HEC-RAS se encuentran en el anexo V. El DPH en la rambla y en el abanico tiene un valor medio de velocidad tanto en el canal como total de 1,36 y 1,51 m/s, el periodo de retorno de 100 años de 2,98 y en el canal y 1,88 y 1,77 total m/s y el de 500 años de 3,64 y 2,41 en el canal y 3,60 y 2,02 m/s total. La velocidad del canal a lo largo de las diferentes secciones no sufre grandes variaciones (Fig.8.13.). En el DPH se mantiene prácticamente constante, aumentando ligeramente en la sección de 975, posiblemente porque se produce un estrechamiento en la rambla, así como en la de 375 m. En el abanico aumenta la velocidad ligeramente, sin embargo

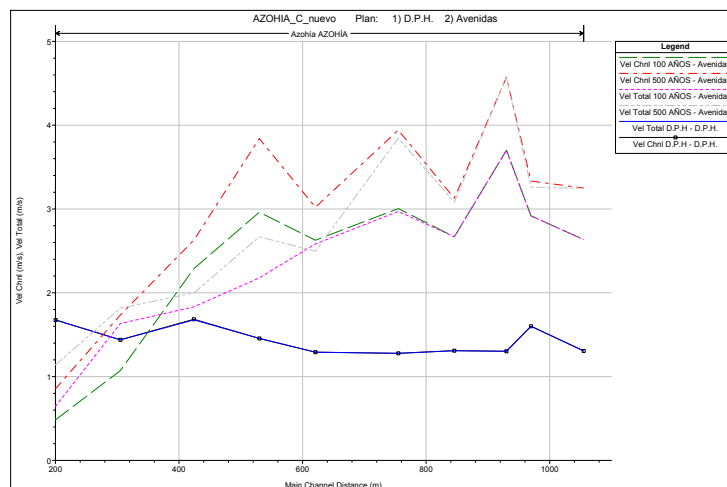


Fig.8.13. Evolución de la velocidad del flujo del canal a lo largo de la rambla de La Azohía. La derecha del gráfico se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

en las zonas medias el canal ordinario es más estrecho y profundo, detectándose una anomalía.

En los periodos de retorno de 100 y 500 años se observa un comportamiento similar, manteniéndose entre los 2,5 y los 4 m/s en la rambla y en la zona más proximal del abanico. Esta velocidad decrece bruscamente en las zonas medias del abanico debido al aumento de la dispersión de flujo.

En los canales naturales, desde aguas arriba a aguas abajo, cuando aumenta la anchura tiende a decrecer la velocidad y cuando aumenta la profundidad tiende a decrecer la velocidad. Esta es la tendencia que se sigue en esta zona, tanto en la rambla como en el abanico (Fig.8.14.), pero no en el canal ordinario del abanico. Como en ocasiones anteriores en el abanico, para el DPH, el comportamiento es opuesto, desde aguas arriba a aguas abajo, debido algún tipo de condiciones límite y a la respuesta erosiva en el canal.

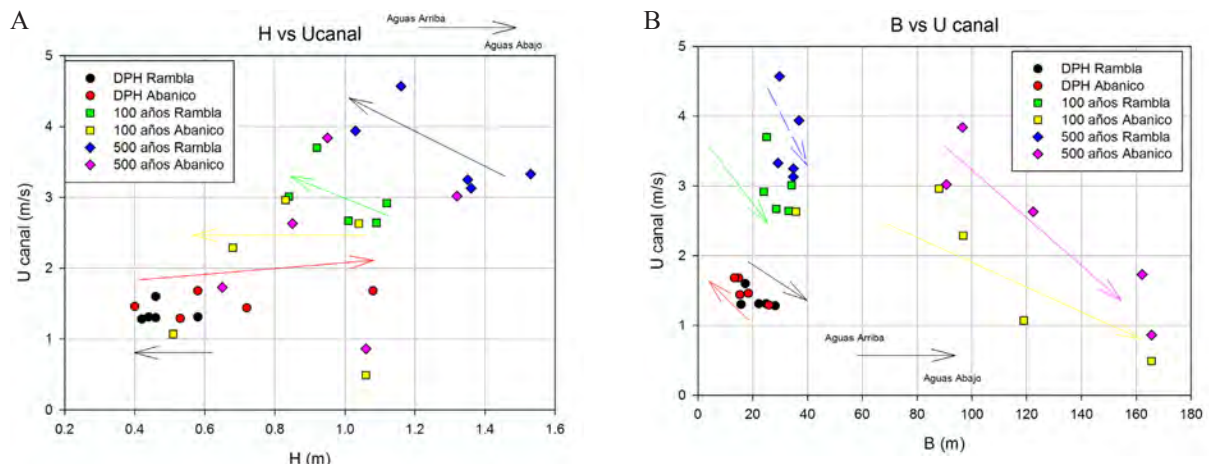


Fig.8.14. A) Evolución de la velocidad con las variaciones de profundidad. B) Evolución de la velocidad con las modificaciones en la anchura.

La velocidad total es similar a la del canal en la rambla, ya que al encontrarse limitada por relieves no permite que el flujo salga del canal. En el abanico la velocidad total es similar a la del canal en el DPH ya que todo el flujo discurre por el canal. Las zonas proximales del abanico se destacan por tener mayor velocidad de canal que la velocidad total, mientras que en la zona media del abanico la velocidad del canal es menor que la total, ya que hay más profundidad en el canal.

Los valores medios de velocidad de corte para la rambla y el abanico en el DPH son de 0,187 y 0,204 m/s, para el periodo de retorno de 100 años de 0,350 y 0,220 m/s y para el de 500 años de 0,39 y 0,24 m/s. La velocidad de corte muestra la relación entre los esfuerzos en el fondo y la densidad del fluido. En la rambla permanece casi constante al igual que la velocidad total y la del canal. Es cada vez mayor desde el DPH hasta el periodo de retorno de 500 años. En el abanico para el DPH se mantenía constante como en la rambla, pero en los periodos de retorno disminuye de manera abrupta, debido al aumento de la anchura. En general, parece que se hace más esfuerzo para mover el flujo en el abanico que en la rambla.

Al tener un tamaño de grano bastante grande, la velocidad de caída de la partícula suele ser elevada. En el DPH para la rambla y el abanico la velocidad media de caída de la partícula es de 1,54 y 2,86 m/s, en el periodo de retorno de 100 años de 2,37 y 8,11 m/s y en periodo de retorno de 500 años entre 2,21 y 5,95 m/s.

8.3.2.6. Estudio de la tensión de corte

La tensión de corte es una medida de la fuerza que ejerce el fluido sobre el fondo. Los resultados obtenidos para ambas tensiones se encuentran en el Anexo V. Ya que la tensión de corte y la tensión de corte adimensional son dependientes, presentan comportamientos similares (Fig.8.15.). En el DPH, la tensión de corte media (τ_0) en N/m² para la rambla y el abanico tiene un valor de 35,88 y 42,35, en el periodo de retorno de 100 años de 126,5 y 67,44 y en periodo de retorno de 500 años de 173 y 95,99. En el DPH la tensión de corte adimensional (τ_*) para la rambla y el abanico tiene unos valores medios de 0,055 y 0,052 respectivamente, en el periodo de retorno de 100 años de 0,155 y 0,225 y en periodo de retorno de 500 años de 0,218 y 0,394.

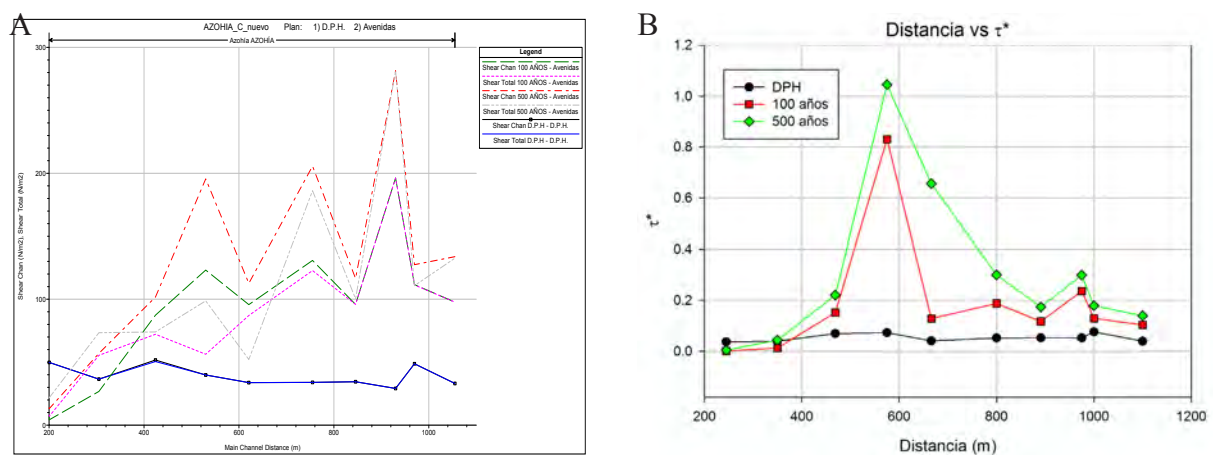


Fig.8.15. A) Evolución de la tensión de corte a lo largo de la rambla de La Azohía. B) Evolución de la tensión de corte adimensional en la zona de estudio. La derecha del gráfico se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

A lo largo de las secciones en el DPH ambas tensiones mantienen un valor bastante constante, tanto para la rambla como para el abanico, ya que el flujo se ciñe al canal principal. En los periodos de retorno de 100 y 500 años presenta varios picos. En la rambla aparece un pico en la sección de 975 m que se debe a un pequeño estrechamiento en el canal. A lo largo del abanico las tensiones de corte tienden a disminuir. Esto quiere decir que el fluido en el abanico realiza menos fuerza sobre el fondo, disipándose la misma. Destaca la presencia de un importante pico en la sección de 575 m, debido a otro estrechamiento, debido probablemente a causas antrópicas. En el abanico para 100 y 500 años la tensión disminuye, pues es una zona de depósito, mientras que en la rambla aumenta al ser la zona de transferencia. En el DPH del abanico, puede presentar una alteración, con valores de capacidad de arrastre altos, que producirán erosión y encajamiento.

8.3.2.7. Cálculo del régimen de flujo

El número de Froude, como ya se ha mencionado en otros capítulos es el ratio entre las fuerzas de inercia y las gravitacionales (Fig.8.16.a). El valor medio de esta variable en la rambla y el abanico para el DPH es de 0,882 y 0,916, para el periodo de retorno de 100 años es de 0,963 y 0,924 y para el de 500 años de 1,250 y 1,026. Para el DPH se encuentra por debajo de 1 o alrededor de 1. Esto significa que el flujo es subcrítico y se corresponde con los sistemas aluviales naturales, aunque se encuentra cerca del estado crítico, y por lo tanto, cercanos al desbordamiento del canal. Los valores supercríticos para el periodo de retorno de 500 años en el abanico puede deberse a errores del modelo o a que se están realizando los cálculos sin sedimento.

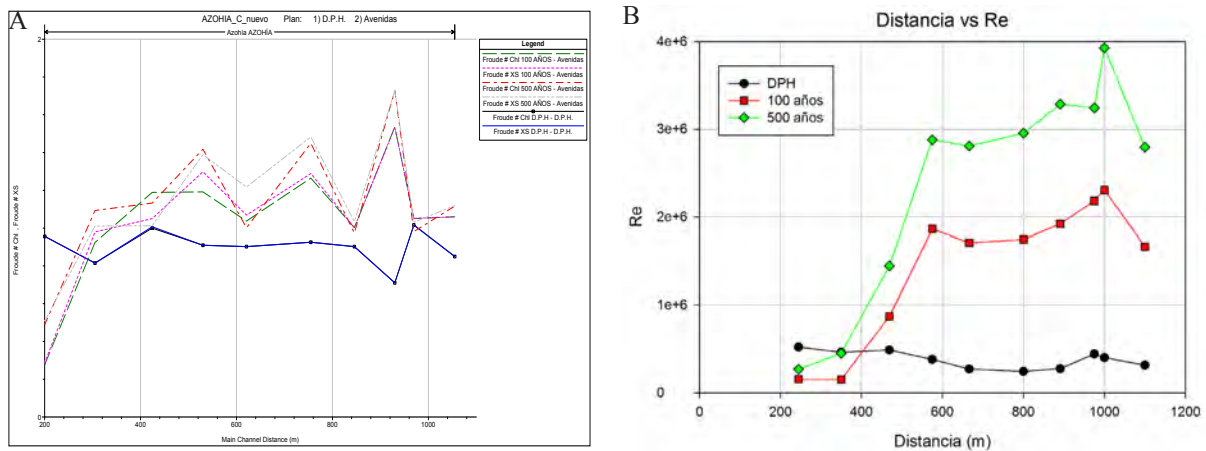


Fig.8.16. A) Variaciones en el número de Froude a lo largo de La Azohía. B) Evolución del número de Reynolds en la rambla y en el abanico objeto de estudio. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

Tanto para el periodo de retorno de 100 como de 500 años, el número de Froude es supercrítico, es decir está por encima de 1 o muy próximo a 1. Esto sucede ya que en ambos casos se trataría de momentos de avenidas con flujos fuertes que se desbordarían del canal principal. Solo en la sección de 350 m se mantiene un flujo subcrítico.

El número de Reynolds relaciona las fuerzas de inercia con la viscosidad del flujo. El número de Reynolds a lo largo de las secciones muestra valores correspondientes a flujos turbulentos, como corresponde a este tipo de sistemas naturales. En la rambla y el abanico para el DPH es de $6,41 \times 10^5$ y $1,01 \times 10^6$ (Fig.8.16.b). Tiende a ir disminuyendo ligeramente en la rambla. En el abanico aumenta progresivamente desde la zona proximal a la zona distal. El valor medio del N° de Reynolds para el periodo de retorno de 100 años en la rambla y el abanico es de $2,95 \times 10^6$ y $1,56 \times 10^6$ y para el de 500 años de $4,62 \times 10^6$ y $2,38 \times 10^6$. En los periodos de retorno de 100 y 500 años se observa un comportamiento similar en la rambla. Se puede observar en esta variable un comportamiento diferente entre la rambla y el abanico, aunque en ambos casos la tendencia es descendente, desde la zona de rambla a la zona del abanico. El número de Reynolds disminuye a lo largo de la rambla de manera progresiva. En el abanico continúa disminuyendo progresivamente en la zona proximal sin embargo, en las zonas medias y distales se produce una disminución brusca, con valores por debajo de los del DPH. Esto se

debe a la disminución de las fuerzas de inercia, debido a la disminución de la velocidad. Los valores de ambos parámetros se encuentran en el anexo V.

8.3.2.8. Estimación de los coeficientes de resistencia o fricción

En este epígrafe se van a estudiar las fuerzas de fricción que se producen entre el flujo y el límite de sólido. Se han calculados los valores del coeficiente de fricción (C_f) y del coeficiente de Chezy (C_z). Estos valores se encuentran en el Anexo V. El coeficiente de fricción tiene valores para la rambla y el abanico de 0,019 y 0,052 para el DPH, de 0,013 y 0,017 para el periodo de retorno de 100 años y de 0,012 y 0,015 para el de 500 años. El coeficiente de Chezy tiene valores para la rambla y el abanico de 7,21 y 7,35 para el DPH, de 8,49 y 7,75 para el periodo de retorno de 100 años, y de 8,93 y 8,14 para el de 500 años.

Se ha llevado a cabo la comparación entre los valores de estos coeficientes de fricción con los parámetros de anchura, profundidad y pendiente (Fig.8.17.). Cuando se compara el coeficiente de fricción con la profundidad se observa que desde aguas arriba a aguas abajo, se produce una disminución de la profundidad mientras que el coeficiente de fricción tiende a aumentar. En la rambla estas variaciones son poco dispersas, mientras que en el abanico van aumentando con los periodos de retorno de 100 y 500 años. Al comparar el coeficiente de fricción con la anchura se observan que por lo general, ambas variables aumentan aguas abajo, salvo en el abanico en el DPH. Tanto en C_f como en C_z , vuelve a ponerse de manifiesto una anomalía en los resultados del canal ordinario en el abanico como venia comprobándose para la anchura, la profundidad, la velocidad, entre otros parámetros. Las posibles causas se discutirán posteriormente. En la rambla las variaciones en la anchura son mínimas, ya que es un canal confinado. Tampoco el coeficiente tiene una gran dispersión dentro del canal. Sin embargo en el abanico la dispersión en el aumento de la anchura y el coeficiente de fricción es mucho más grande, aumentando desde el DPH a los periodos de retorno. Comparando el coeficiente de Chezy con la profundidad presenta el comportamiento opuesto al que presentaba con el coeficiente de fricción. Desde aguas arriba a aguas abajo, disminuye la profundidad y también lo hace el coeficiente de Chezy. En el caso de la anchura, también presenta un comportamiento opuesto al coeficiente de fricción. Aguas abajo tiende a aumentar la anchura del canal y a disminuir el coeficiente de Chezy. En la rambla, la disminución de esta variable es mínima, mientras que en el abanico presenta una gran amplitud. DPH en el abanico.

Si se observa como varia el coeficiente de fricción con la pendiente tiende a aumentar cuando aumenta la pendiente en la rambla y a disminuir en el abanico. Esta tendencia no es del todo clara, incluso entre algunas secciones no parece tener una relación directa. Con el coeficiente de Chezy se produce la tendencia contraria, disminuye cuando disminuye la pendiente en la rambla y aumenta cuando aumenta la pendiente en el abanico.

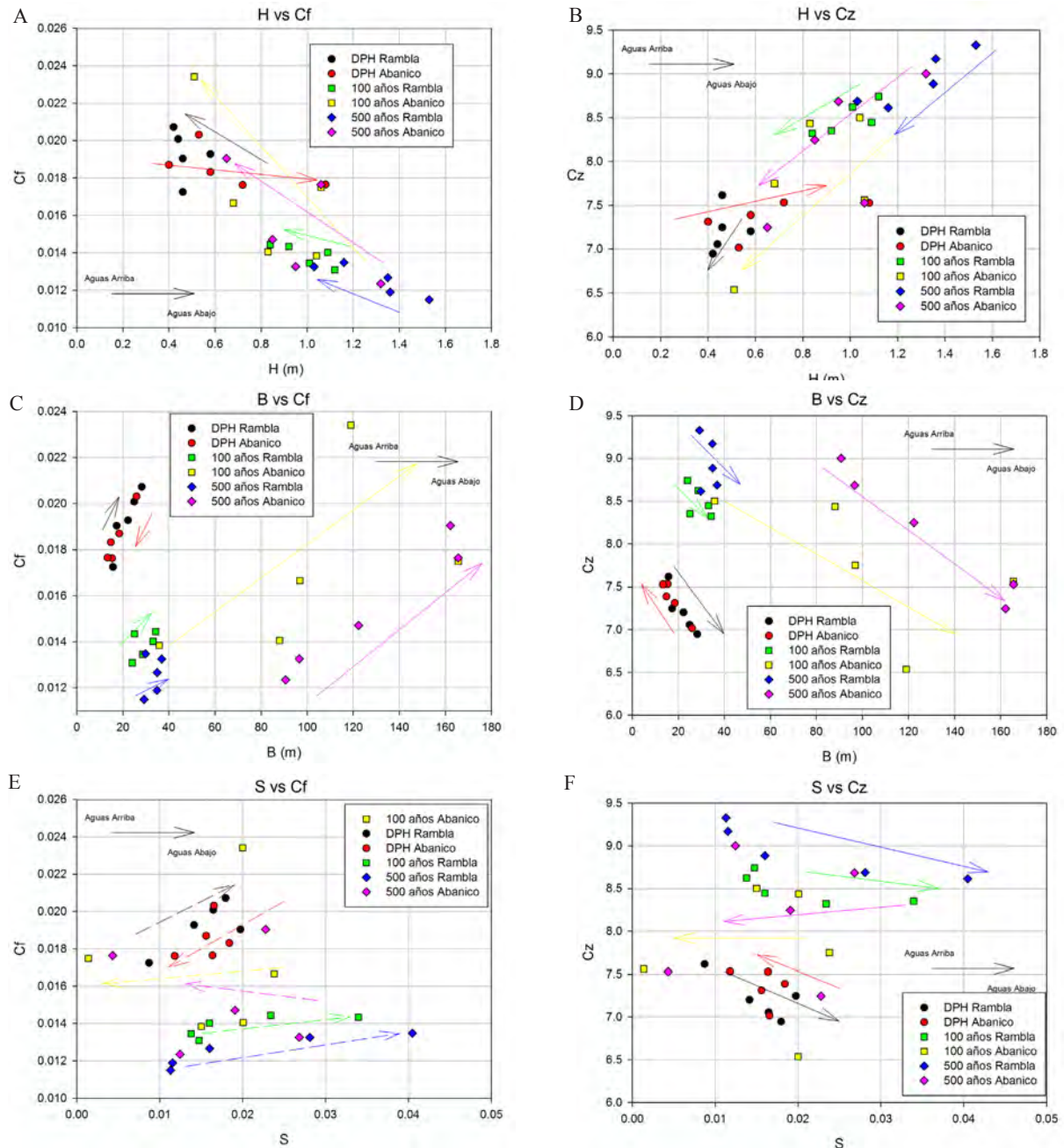


Fig.8.17. A) Comportamiento del coeficiente de fricción antes los cambios en la profundidad. B) Cambios en el coeficiente de Chezy con respecto a la profundidad. C) Evolución del coeficiente de fricción con las variaciones en la anchura del sistema. D) Evolución del Coeficiente de Chezy con los cambios en la anchura. E) Variaciones en el coeficiente de fricción con la pendiente. F) Evolución del coeficiente de Chezy con la pendiente.

8.3.2.9. Mecanismo de transporte de sedimentos

Como ya se ha mencionado en el capítulo 5, los mecanismos de transporte de sedimento en un fluido son como carga de fondo, en suspensión, lavado y las transiciones entre ellas. Los datos de los parámetros calculados se encuentran en el Anexo V. Se ha estudiado el N° de Reynolds de partícula, que depende de la viscosidad, el tamaño de grano y la velocidad, para realizar el estudio del fondo del canal (Andrew, 1994). Todos los valores de esta variable están por encima de 70, con medias en la rambla y en el abanico de $7,11 \times 10^3$ y $1,11 \times 10^4$ para el

DPH, de $1,78 \times 10^4$ y $1,37 \times 10^4$ para el periodo de retorno de 100 años y de $1,96 \times 10^4$ y $1,18 \times 10^4$ para el de 500 años. Esto quiere decir que el fondo es claramente rugoso, debido a que el tamaño de grano es grava. Si comparamos esta variable con el coeficiente de fricción todas las secciones se tendrían un fondo claramente rugoso con abundante turbulencia alrededor de los granos. Se ha diferenciado un comportamiento opuesto entre la rambla y el abanico. En la rambla, desde aguas arriba a aguas abajo, cuando aumenta el n° de Reynolds de partícula tiende a disminuir el coeficiente de fricción. En el abanico ocurre lo contrario, desde aguas arriba a aguas abajo, al aumentar el n° de Reynolds de partícula, también aumenta el coeficiente de fricción (Fig.8.18.a). Por medio de la comparación del número de Reynolds de partícula y la tensión de corte se deduce que todas las secciones estarían en el campo del transporte de carga de fondo (Fig.8.18.b). La tendencia aguas arriba y aguas abajo es la misma que en la figura anterior, respecto a la rambla y al abanico, salvo en el DPH.

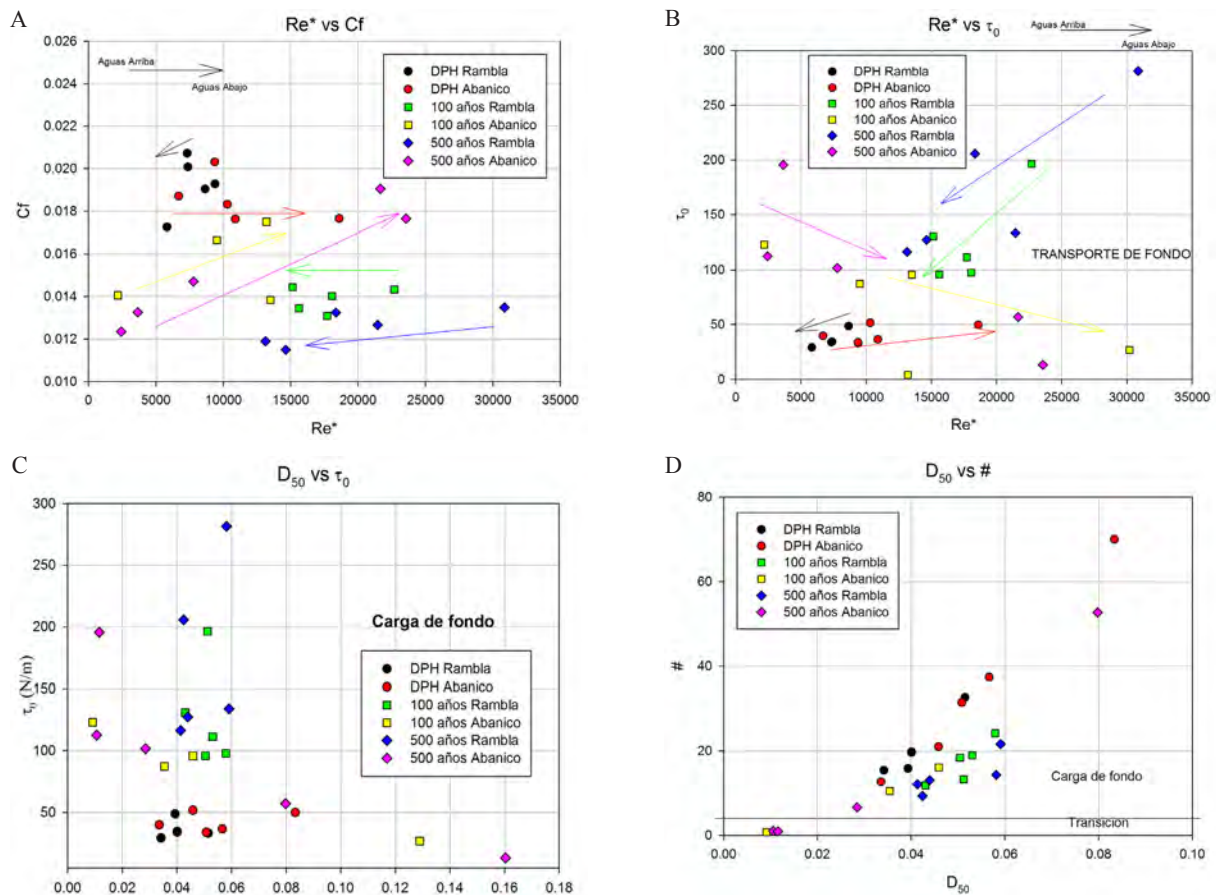


Fig.8.18. A) Cambios en el n° de Reynolds de Partícula con el Coeficiente de Fricción, B) Estudio del tipo de transporte por medio del n° de Reynolds de Partícula y la tensión de corte. C) Comparación del tamaño de grano y la tensión de corte para la obtención del tipo de transporte. D) Desarrollo del n° de Rouse respecto a las variaciones en el tamaño de grano. En los gráfico B, C y D se ha deducido un tipo de transporte con carga de fondo.

Otro parámetro que se ha calculado ha sido la altura de la subcapa viscosa. Los valores de altura se encuentran entre la centena y la decena de micras, con medias para la rambla y el abanico de $6,43 \times 10^{-5}$ y $5,5843 \times 10^{-5}$ m para el DPH, $3,48 \times 10^{-5}$ y $6,61 \times 10^{-5}$ m para el periodo de retorno de 100 años y de $3,14 \times 10^{-5}$ y $5,20 \times 10^{-5}$ m para el de 500 años. Si realizamos el ratio entre el tamaño de grano y esta subcapa viscosa todos los valores resultan un valor muy superior a 1, lo que significa que el fondo es hidráulicamente rugoso.

Por último, se ha calculado el nº de Rouse (Rouse, 1938), que nos permite estudiar el tipo de transporte de sedimento dominante. Los valores medios para la rambla y el abanico en el DPH son 20,65 y 34,51, en el periodo de retorno de 100 años de 17,34 y 17,27 y en el de 500 años de 14,08 y 90,84. Los resultados obtenidos en La Azohía muestran valores superiores a 3, lo que indica que todo el transporte que tiene lugar se produce como carga de fondo (Fig.8.18.d), solo algún valor está entre 0,3 y 3, y su transporte se realizó en transición.

Al enfrentar los parámetros de tamaño de grano y tensión de corte también obtenemos información del tipo de transporte. Con los valores de ambos parámetros se deduce un tipo de transporte predominantemente de fondo (Fig.8.18.c).

8.3.2.10. Estudio de los caudales y la carga de sedimento

El caudal total que se ha utilizado es uno de los datos de partida para llevar a cabo el modelo, a partir de un método hidrometeorológico realizado por INOCSA. Se ha partido de 7 m³/s para el DPH, 55 m³/s para el periodo de retorno de 100 años y 97 m³/s para el de 500 años (Fig.8.19.a). Los valores del caudal en el canal principal, donde se ha realizado la mayor parte de este estudio, son básicamente igual a los valores de caudal total en la rambla, ya que el canal la anchura alcanzada por las crecidas se encuentra limitado por los relieves próximos. Sin embargo, en el abanico, los valores de caudal en el canal principal decrecen ya que el programa HEC_RAS considera dos puntos en la vertical que general un área que sobrepasa el canal, al producirse el desbordamiento del canal y repartirse el agua por los distintos canales secundarios y zonas del abanico. Como en la zona distal del abanico el flujo tiende a volverse a concentrar, el caudal vuelve a aumentar ligeramente. Los valores medios de caudal en el canal para la rambla y el abanico son de 7 y 6,99 m³/s respectivamente para el DPH, 54,95 y 22,57 m³/s para el periodo de retorno de 100 años y de 96,47 y 36,88 m³/s para el de 500 años

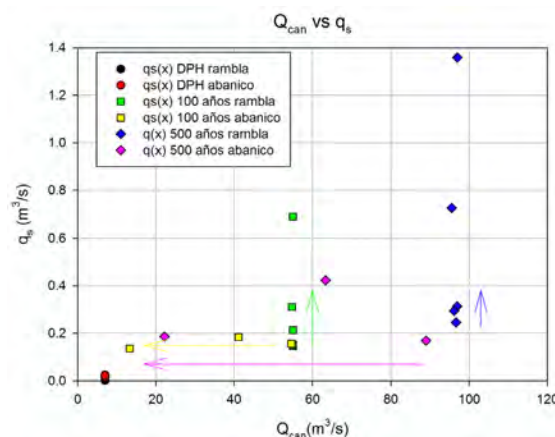


Fig.8.19. Variaciones en la carga de sedimentos con los cambios en el caudal.

Los valores de caudal total por unidad de área (q_w) en m³/s en la rambla y el abanico respectivamente son 0,641 y 1,019 para el DPH, 2,950 y 1,563 para el periodo de retorno de

100 años, y 4,620 y 2,381 para el de 500 años. Como se indica en el apartado de metodología se ha utilizado una metodología adecuada para el tamaño de grano de gravas para obtener la carga de sedimentos tanto dimensional (q_s) como adimensional (q_s^*) presentes en La Azohía. Se han utilizado varias fórmulas de q_s^* para que se aproximen al valor real. Las diferentes fórmulas utilizadas nos da un rango de valores para q_s . Los valores más aproximados de q_s varían en la rambla y en el abanico respectivamente entre $6,12 \times 10^{-3}$ y $7,75 \times 10^{-3}$ y 0,015 y 0,019 para el DPH, entre 0,273 y 0,302 y 0,156 y 0,159 para el periodo de retorno de 100 años y entre 0,563 y 0,587 y 0,293 y 0,259 para el de 500 años. Durante los periodos de retorno, se han detectado varias secciones en las que la tensión de corte es menor que la crítica y por lo tanto en esas zonas no se produce transporte.

Si enfrentamos los valores de caudal en el canal (Q_{can}) y la carga de sedimento (Fig.8.19.b) en la rambla obtenemos que al aumentar el caudal, aumenta la carga de sedimento. Este comportamiento está muy bien definido en los tres periodos para toda la rambla. Sin embargo en el abanico se produce un comportamiento opuesto, que sobre todo se observa en los periodos de retorno, ya que en el DPH no se produce transporte en varias secciones. En el abanico tiende a disminuir en caudal tanto de sedimento como de agua desde aguas arriba hacia aguas abajo. Esta tendencia no es muy clara. Esto quiere decir que el abanico va perdiendo energía y depositando el sedimento de aguas arriba a aguas abajo y pierde por lo tanto su carga.

8.3.2.11. Estudio de la potencia hidráulica

La potencia es la cantidad de energía que gasta el flujo al rozar contra el fondo, etc. Se han calculado por medio del programa HEC-RAS los valores de la potencia específica tanto total como en el canal principal (Fig.8.20.b). Los valores medios de potencia específica en N/ms en el canal son para la rambla y el abanico respectivamente de 0,49 y 64,97 para el DPH, de 391,7 y 169,4 para el periodo de retorno de 100 años y de 664,3 y 293 para el de 500 años. Los valores medios de potencia total para la rambla y el abanico respectivamente, en J/s, son de $1,098 \times 10^{-3}$ y $1,090 \times 10^{-3}$ para el DPH, de $8,61 \times 10^{-3}$ y $3,54 \times 10^{-3}$ para el periodo de retorno de 100 años y de $1,51 \times 10^{-3}$ y $5,78 \times 10^{-3}$ para el de 500 años. En el DPH, el potencial específico total y en el canal es el mismo ya que todo el flujo discurre por este canal. Sin embargo, en los periodos de retorno de 100 y 500 años tienen comportamientos distintos. Ambos periodos de retorno siguen tendencias similares, solo con ligeras diferencias. En la rambla, aún con saltos, el valor de la potencia específica tiende a decrecer lentamente. En el abanico el valor de la potencia aumenta ligeramente en las zonas proximales, para decrecer progresivamente y de manera más abrupta en las zonas medias y distales. Posteriormente, se ha realizado el cálculo de la potencia total. La potencia fluvial total presenta un comportamiento muy diferente en la rambla y en el abanico. En la rambla permanece constante en toda su extensión, pero los valores van aumentando desde el DPH a los distintos periodos de retorno de 100 y 500 años ya que el caudal aumenta. En el abanico la potencia total disminuye drásticamente debido a la pérdida de fuerza que se produce y a la disminución de la velocidad durante el desbordamiento (Fig.8.20.a).

La variación en la potencia depende en gran medida del caudal circulante. Si comparamos estos parámetros en el canal, obtenemos variaciones entre las zonas del canal en la rambla y en

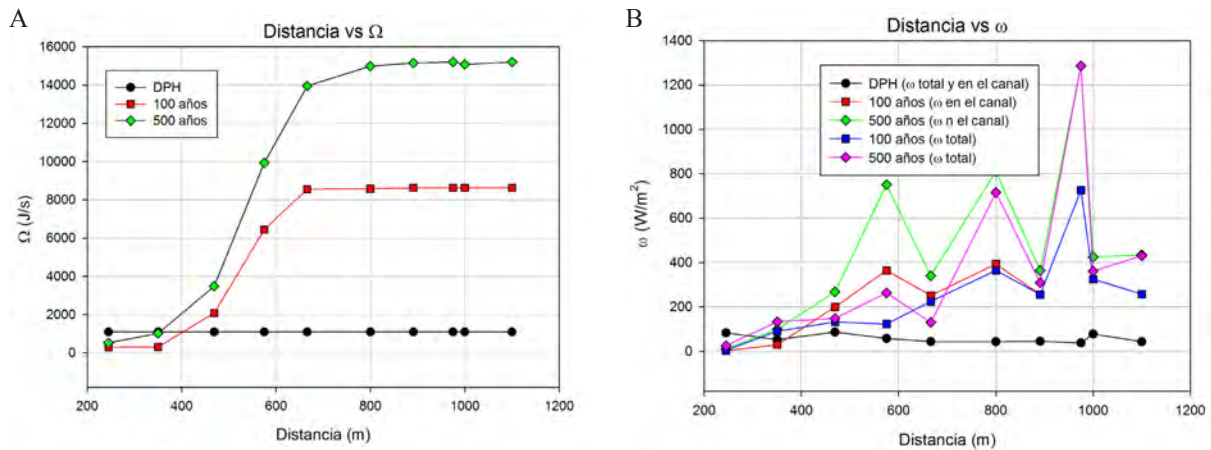


Fig.8.20. A) Desarrollo de la potencia total a lo largo de la zona de estudio. B) Evolución de la potencia específica total y del canal en La Azohia. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (1100 m) y la izquierda con la de aguas abajo (45 o 245 m).

el abanico. La energía aumenta en la rambla con el aumento del caudal para los tres periodos. Aunque en la zona del abanico sigue teniendo la misma tendencia se encuentra enmascarada ya que el flujo se expande fuera del canal. Además la energía que se genera tiende a ser menor o igual a la que presentaba en la rambla y a estar más dispersa como se aprecia en la figura 8.21.a.

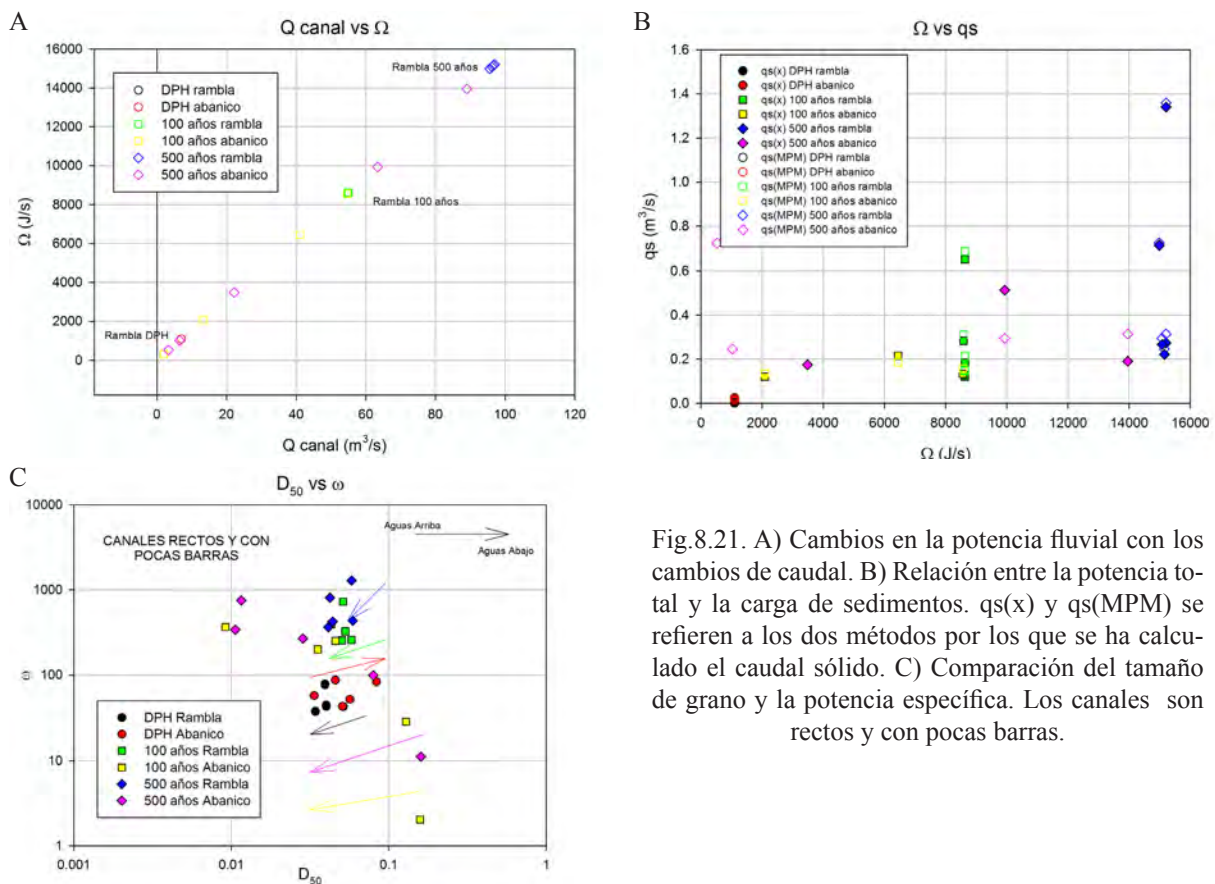


Fig.8.21. A) Cambios en la potencia fluvial con los cambios de caudal. B) Relación entre la potencia total y la carga de sedimentos. $qs(x)$ y $qs(MPM)$ se refieren a los dos métodos por los que se ha calculado el caudal sólido. C) Comparación del tamaño de grano y la potencia específica. Los canales son rectos y con pocas barras.

Si enfrentamos la potencia total con la carga de sedimento obtenemos una clara tendencia positiva, en la que al aumentar la energía se puede transportar mayor cantidad de carga (Fig.8.21.b). Esta tendencia se mantiene bien definida tanto en la rambla como en el abanico. De nuevo se diferencian varias secciones en este gráfico con valores muy superiores

de potencia específica. Estas secciones se corresponden con las ya mencionadas de 975, 800 y 575, correspondientes a zonas de estrechamiento.

Al comparar el tamaño de grano y la potencia específica y según Van den Berg, (1995) y Knighton (1998) el tipo de canales mayoritarios en La Azohía son simples o con escasas barras (Fig.8.21.c). Tanto en la rambla como en el abanico, al disminuir el tamaño de grano, la energía necesaria para mover esos granos decrece. Sin embargo para el DPH en el abanico se produce la tendencia contraria, al aumentar el tamaño de grano aumenta la potencia. Esto se debe a que en el abanico para el DPH, el flujo se encuentra confinado en el canal principal, posiblemente por la anomalía detectada en varias de las variables anteriores y que se discutirá posteriormente.

8.4. Caracterización hidráulica de la rambla y abanico de Las Moreras

8.4.1. Exposición de los datos y procedimiento

Para la delimitación del Dominio Público Hidráulico es preciso determinar, mediante el correspondiente estudio hidráulico, los calados a lo largo del río y, por consiguiente, la superficie que queda inundada cuando circula por el caudal de la Máxima Crecida Ordinaria. INOCSA para el proyecto LINDE Fase II realizó un estudio hidráulico mediante modelo matemático HEC-RAS. Se realizó un modelo del tramo de rambla a deslindar, simulando para los caudales de cálculo correspondientes: a la máxima crecida ordinaria, el de período de retorno 100 años y el de 500 años. Para la definición del modelo hidráulico y su simulación se ha aplicado un modelo matemático unidimensional de flujo gradualmente variado.



Fig.8.22. Localización del tramo inferior de la rambla de Las Moreras.

A partir de unos criterios generales la empresa realizó el análisis particular, asignando los valores de cálculo y adaptando los parámetros necesarios en función de sus características y singularidades. Los criterios utilizados en la fase II del deslinde de la rambla por INOCSA son:

- Se modelizó la situación real de los cauces, con las posibles modificaciones a que se han visto sometidos: como extracciones de áridos, vertidos, invasión o intrusiones en el cauce.
- En los tramos de cauce alterados por las extracciones de áridos y en la simulación correspondiente al caudal de avenidas ordinarias, se ha tratado de mantener el cauce original, limitando las márgenes sin las modificaciones introducidas.

- Se han considerado todas las obras de fábrica existentes en los tramos de cauce de estudio.

- Para la simulación correspondiente al D.P.H. no se han considerado aquellos aspectos que modifican el régimen cómo: trasvases entre cuencas y obstrucciones de obras de fábrica por vertidos; que daría como resultado un perjuicio para los afectados además de modificar el régimen natural real que prescribe la Ley de Aguas. En cambio para determinar los niveles alcanzados con las avenidas de 100 y 500 años sí se han considerado, pudiéndose detectar así los posibles daños.

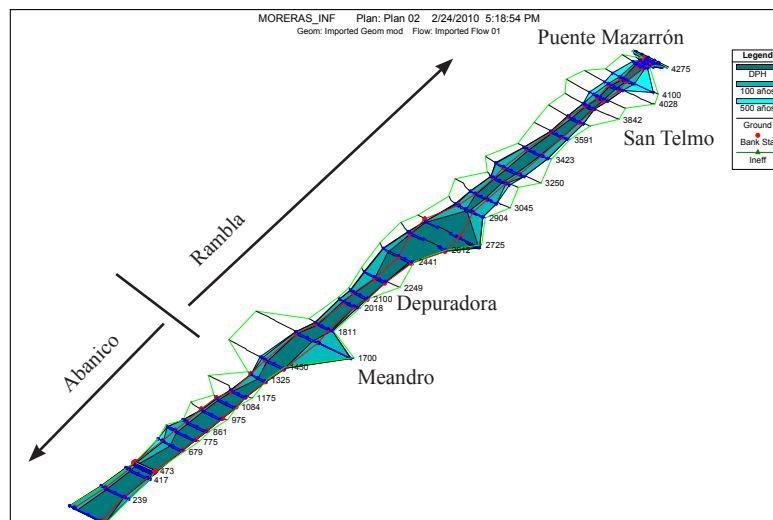


Fig.8.23. Gráfico en 3D de el DPH y los periodos de retorno de 100 y 50 años de Las Moreras. Incluye las secciones de estudio y los contornos de las mismas.

- A partir de los caudales resultado del Estudio Hidrológico y de los planos de definición de subcuencas de aportación, con respecto al trazado de cada una de las ramblas, se han asignado caudales en secciones específicas adaptándolos a las características reales del cauce, modificando los puntos de aportación de los caudales, según la geometría de la cuenca vertiente y su posibilidad de entrada en el cauce.

- En tramos largos y sin definición clara de la sección de aportación de caudales (cuencas difusas sin cauce de transporte), se han dividido los caudales definiendo entradas aproximadamente cada dos kilómetros.

- En otros casos se ha reducido el valor, una vez comprobada la imposibilidad de recibir dichos caudales, correspondientes a parte de la superficie de la subcuenca, dentro del cauce del tramo de estudio.

- En general las características de toda la zona no presentan grandes diferencias. En cuanto a la vegetación, dentro del cauce, es muy abundante, con matorrales o cañaveral en el fondo del cauce, como consecuencia de ser esta la única zona húmeda aunque con pequeños caudales, a su vez, se podían apreciar márgenes limpias o más escasas de vegetación, esta

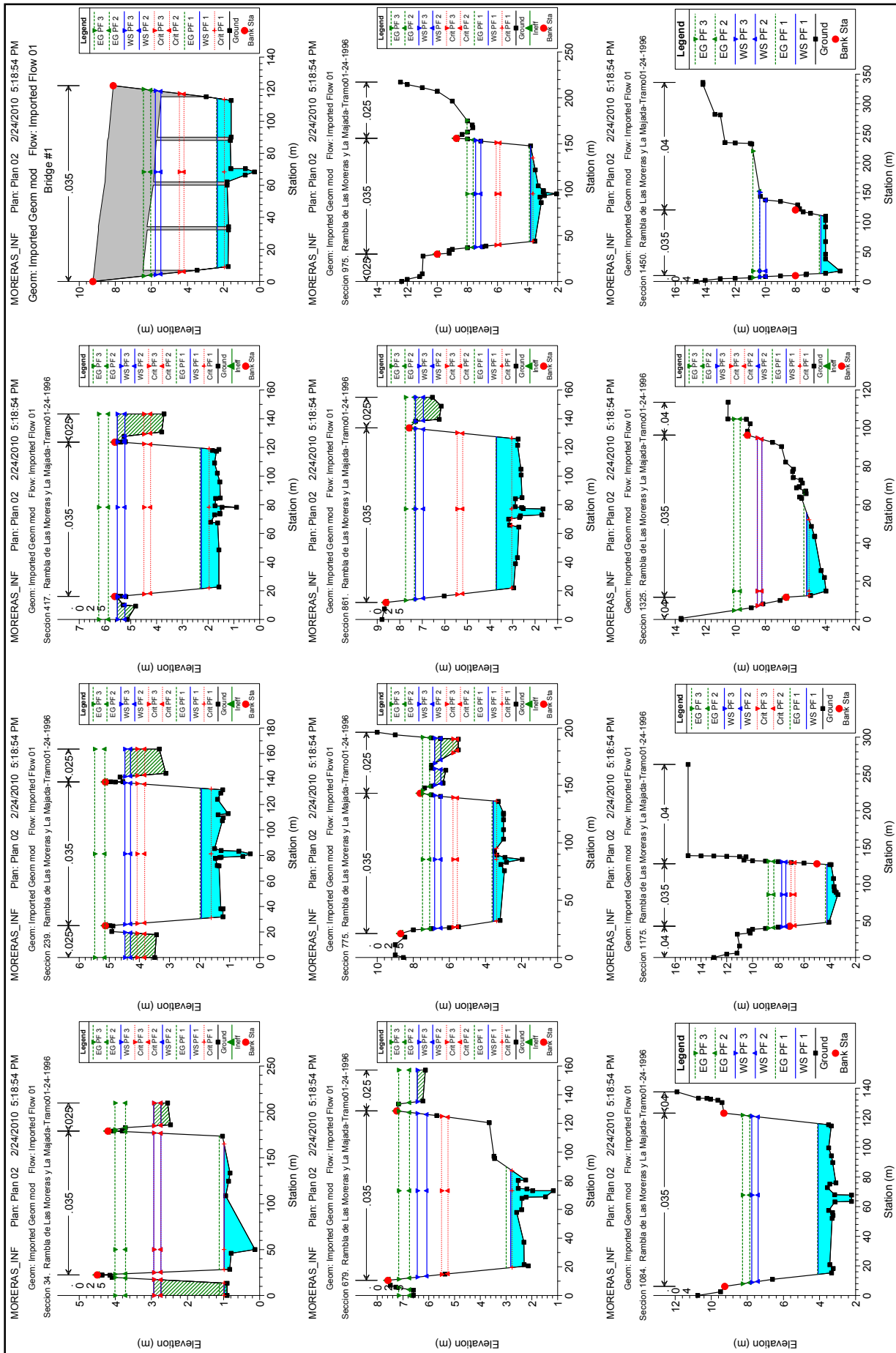


Fig.8.24. Contornos de las secciones de Las Morenas y las superficies de flujo en las distintas secciones.

situación se ha supuesto no permanente, (limpieza de cauces).

Por estas razones se adoptaron números de Manning de valores 0,040 para las márgenes y de 0,035 para el cauce de aguas bajas.

Han dividido el modelo hidráulico de la rambla de Las Moreras se dividió en los 4 tramos siguientes:

- Tramo inferior (Fig.8.22. y Fig.8.23.), desde la desembocadura hasta la división del cauce en dos brazos. Parte de este tramo es el objeto de nuestro estudio. Desde el puente que cruza la rambla hacia la localidad de Mazarrón hasta la desembocadura del abanico.

- Tramo izquierdo, desde la confluencia de los brazos aguas abajo hasta el origen de la bifurcación aguas arriba, por la margen izquierda.

- Tramo derecho, desde la confluencia de los brazos aguas abajo hasta el origen de la bifurcación aguas arriba, por la margen derecha.

- Tramo superior, desde el comienzo de la bifurcación del cauce en dos ramales hasta el extremo superior del tramo a simular.

Los resultados hidráulicos obtenidos por el programa HEC-RAS para el abanico de las Moreras se muestran en el Anexo V.

Como se ha comentado en los párrafos anteriores se ha realizado el estudio para esta tesis solo en la parte final de la rambla y el abanico. La zona de rambla iría entre los 4275 y 1700 m, entre el puente que da acceso a la población de Mazarrón y el comienzo del abanico. El abanico se extiende desde los 1700 m hasta la sección de 43 m.

8.4.2. Cálculo y estudio de las variables hidráulicas

8.4.2.1. Variables dimensionales y sus relaciones

La anchura y la profundidad de los cuerpos son dos variables imprescindibles para la realización del modelo. INOCSA tomó las medidas pertinente en campo, que introdujo en el programa HEC-RAS como datos de partida. Los valores de estos parámetros se encuentran en las tablas del Anexo V.

El DPH tiene un valor medio de profundidad para la rambla y el abanico de 1,23 y 1,62 m respectivamente, el periodo de retorno de 100 años de 4,58 y 4,68 m y el de 500 años de 5 y 5,1 m. La tendencia de la profundidad (Fig.8.25.) no sufre importantes variaciones a lo largo del DPH. En la zona de la rambla la profundidad es mayor en las cercanías del puente a Mazarrón y disminuye lentamente en la zona de San Telmo (Figs.8.22. y 8.23), volviendo a crecer levemente antes y durante el meandro cercano a la depuradora de agua (2725 m). En la zona proximal del abanico la profundidad se mantiene con los mismos valores que en la rambla, pero en la parte media y distal la profundidad aumenta levemente. La profundidad mayor en el abanico está provocada posiblemente por acciones antrópicas (puente, etc) y por encajamiento del canal ordinario. Los periodos de retorno de 100 y 500 años presentan un comportamiento similar. La mayor profundidad se produce en la zona del puente de Mazarrón, para disminuir progresivamente hasta un poco antes de la depuradora de agua. A partir de este punto, la profundidad se mantiene más o menos constante, hasta disminuir ligeramente en la parte distal del abanico.

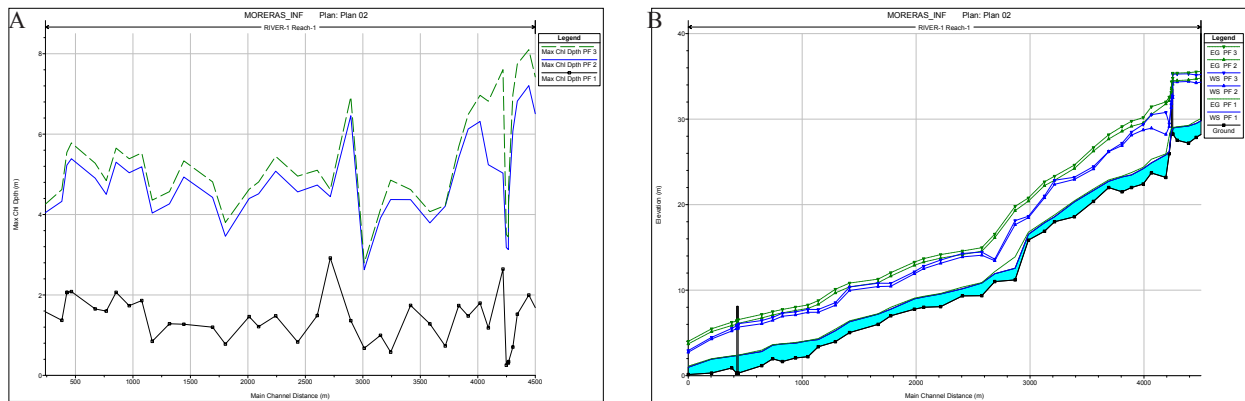


Fig.8.25. A) Variación de la profundidad con la distancia. B) Perfiles de las elevaciones del flujo en los estadios de estudio de Las Moreras. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m). En la leyenda, 1 es el DPH, 2 es el periodo de retorno de 100 años y 3 el de 500 años.

Los valores medios de anchura en la rambla y el abanico para el DPH son de 56,91 y 94,08 m respectivamente, el periodo de retorno de 100 años de 113,96 y 131,3 m y el de 500 años de 126,29 y 138,33 m respectivamente. La anchura (Fig.8.26.) a lo largo de la rambla y del abanico sufre variaciones en el DPH, aunque presenta una tendencia general a ir aumentando. Desde el puente de Mazarrón, la anchura va disminuyendo hasta la zona de San Telmo (4000 m). Esta disminución se debe a la recuperación a las condiciones naturales del canal después del puente de Mazarrón. Desde este punto va aumentando hasta la zona del meandro cercano a la depuradora, donde aumenta en varios metros. A la salida del meandro vuelve a recuperar la anchura que tenía aguas arriba y va aumentando lentamente hasta llegar a la zona proximal del abanico. En la zona del abanico, la anchura aumenta lentamente, sobre todo en la zona de la desembocadura. Presenta dos zonas en las que la anchura decrece, a los 1250 y 679 m, debido a acciones antrópicas y a situarse en el final de zonas de meandro. Durante los periodos de retorno de 100 y 500 años se producen abundantes cambios en la anchura de la lámina de agua del sistema, aunque la tendencia general es constante y no tiende a aumentar como en el DPH. La anchura máxima se asocia con el puente de Mazarrón. Otras anchuras destacables son las que se produce en las zonas de meandro y en el puente del final del abanico. Se puede afirmar que la

anchura está, en su mayoría, controlada por el relieve circundante y por la actividad antrópica.

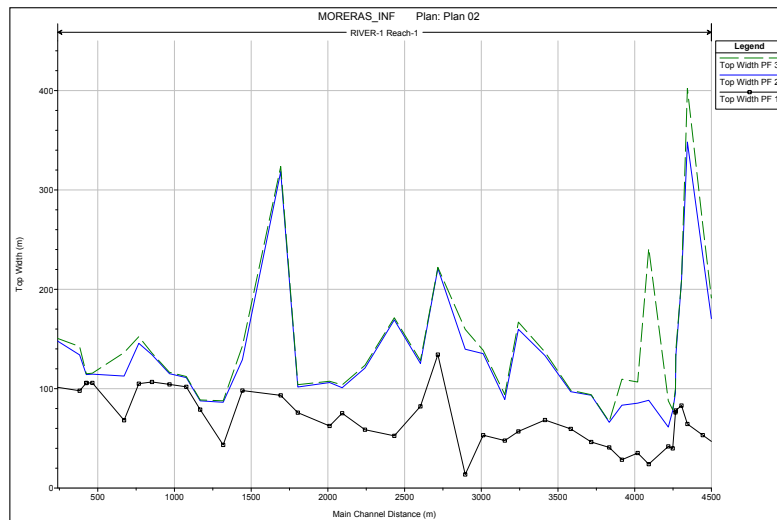


Fig.8.26. A) Variación de la anchura con la distancia a lo largo del canal. La derecha del gráfico se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m). En la leyenda, 1 es el DPH, 2 es el periodo de retorno de 100 años y 3 el de 500 años.

La relación entre la profundidad y la anchura se ha representado en la figura 8.27. En todos los periodos, tanto para el abanico como para la rambla, al amentar la anchura tiende a aumentar la profundidad. Destaca que en la rambla se producen dos tendencias, desde el puente de Mazarrón hasta San Telmo y desde ese punto hasta el final de la rambla. En la figura 8.23. se han representado algunos de las secciones más representativas de la zona del abanico. Podemos distinguir en la zona proximal el canal es irregular con importantes cambios en la anchura. Presenta paredes casi verticales. Debido a la altura de las mismas, entre 15 y 20 m, los desbordamientos en esta zona son muy escasos. En la zona media se observan paredes muy verticalizadas, que pudieran ser sobrepasadas durante los periodos de retorno de 500 años. Y en la zona distal se observa un canal principal con unas paredes verticales que limitan el desarrollo de la anchura, pero sí favorecerían el crecimiento de la profundidad. Este cauce se desbordaría en los periodos de retorno de 500 años y en algunos de los de 100 años.

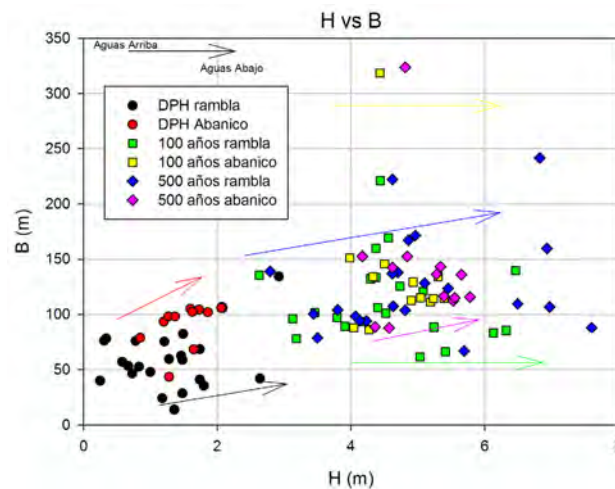


Fig.8.27. Relación entre la profundidad (H) y la anchura (B). Se ha diferenciado entre las zonas de rambla y las de abanico.

8.4.2.2. Dirección de la corriente y área inundable

La rambla y el abanico de Las Moreras se encuentran muy influenciados por la tectónica de la zona y el relieve que se genera a partir de esta tectónica. La rambla tiene dos direcciones de corriente principales. Desde el puente de Mazarrón hasta la zona de San Telmo sigue una dirección E-W y desde San Telmo (Fig.8.22.) hasta el principio del abanico la dirección es hacia el SE. Desde el comienzo del abanico, todo el sistema vuelve a cambiar de dirección hacia el S.

Los valores medios de área inundable en m^2 para el DPH, el periodo de retorno de 100 años y el de 500 son 43,87, 334,75 y 379,76 m^2 respectivamente. El área inundable (Fig.8.28.) en el DPH se centra en la zona del canal principal, tanto en la rambla como en el abanico, debido a que este canal presenta altas paredes verticales. Esta área tiene un valor medio de unos 50 m^2 . Para los periodos de retorno de 100 y 500 años, el área inundable aumenta entre los 200 y los 600 m^2 , con una media de 350 m^2 , según la sección. En la rambla se aprecian importantes fluctuaciones en el área dependiendo de que en zona de la misma nos encontremos. En general, las áreas inundables más grandes se encuentran en las zonas de los meandros. En el abanico también se producen variaciones aunque de menos amplitud ya que la zona no presenta importantes cambios en el canal.

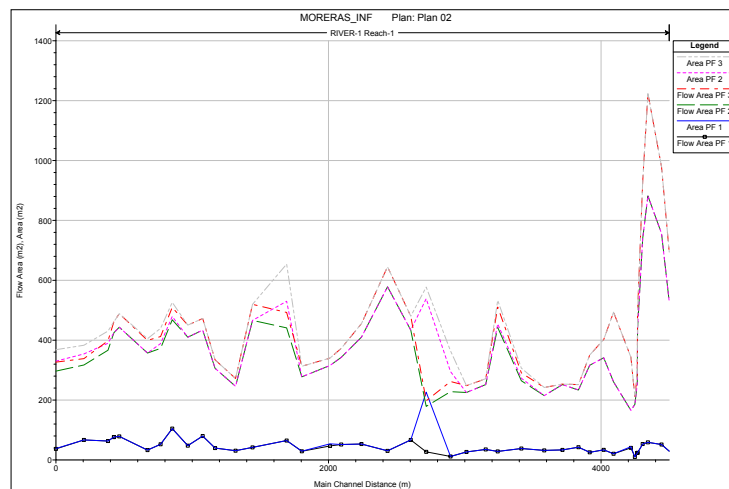


Fig.8.28. Desarrollo del área inundable a lo largo de Las Moreras. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m). En la leyenda, 1 es el DPH, 2 es el periodo de retorno de 100 años y 3 el de 500 años.

8.4.2.3. Cálculo del tamaño de grano

El cálculo del tamaño de grano se ha realizado a partir de los datos generados en el modelo y utilizando las ecuaciones de rugosidad específica de Manning y tamaño de grano, al igual que en el estudio de La Azohía. Se han tomado además, algunas medidas de tamaño de grano en el campo, que nos permiten corroborar los resultados obtenidos por medio de estos cálculos. En la figura 8.30. se pueden observar cómo se distribuye el tamaño de grano en la zona

del final de la rambla y del la parte proximal del abanico. Los resultados obtenidos pueden verse en las tablas del Anexo V.

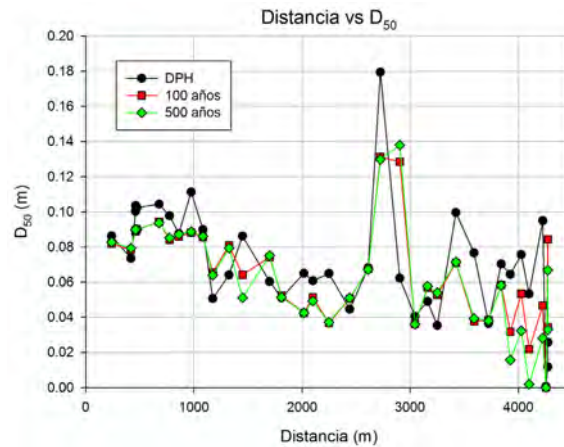


Fig.8.29. Evolución del tamaño de grano medio a lo largo de las secciones objeto de estudio. Puede observarse un comportamiento distinto entre la rambla y el abanico y entre el DPH y los periodos de retorno. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m).

El tamaño de grano medio en el DPH en la rambla y el abanico es de 0,06 y 0,087 m respectivamente. En el periodo de retorno de 100 años es de 0,054 y 0,080 m y en el periodo de retorno de 500 años es de 0,049 y 0,081 m. Estos tamaños de grano calculados concuerdan con los tamaños medios de grano medidos en el campo.



Fig.8.30. A) Tamaño de grano típico del principio de la zona de abanico proximal. B) Tamaño de grano en las zonas finales de la rambla de Las Moreras.

El tamaño de grano tiene una clara tendencia a incrementarse desde aguas arriba hacia aguas abajo, tanto en el DPH como en los periodos de retorno de 100 y 500 años. En general el tamaño de grano es mayor para el DPH que para los periodos de retorno. En el DPH, una vez que se ha sobrepasado el puente de Mazarrón (Figs.8.22. y 8.23.), el tamaño de grano se mantiene estable entre los 6 y los 8 cm, hasta la zona de San Telmo (Fig.8.29.). Se observan importantes variaciones entre la rambla y el abanico. Por lo general, el abanico tiene un mayor tamaño de grano que la rambla. Esto se produce por efecto de la erosión y el lavado de la rambla. En los periodos de retorno de 100 y 500 años el tamaño de grano tiene un comportamiento semejante al del DPH. En ambos periodos de retorno la variación en el tamaño de grano sigue una pauta similar. La tendencia general en ambos casos es a mantener el tamaño de grano en la rambla

y a un crecimiento del mismo en el abanico. A lo largo de la rambla hay varias secciones en las que el tamaño de grano es menor. En el perfil 2904 de la rambla se produce un importante crecimiento en el tamaño de grano. En esta zona se produce un estrechamiento y profundización del canal y la energía y el caudal que pasa por la misma es mayor. Po esta razón, el tamaño de grano aumenta. En el abanico la tendencia seguida es a aumentar el tamaño de grano en la zona proximal y media y a disminuir en la zona distal.

8.4.2.4. Estudio de la pendiente y sus relaciones

La pendiente es uno de los parámetros que más condiciona el comportamiento hidráulico de un sistema aluvial o fluvial. La pendiente del fondo es un valor fijo que se ha introducido para todo el modelo, en el programa HEC-RAS. El valor de la pendiente es 0.0146 m/m. La pendiente de la línea de energía es variable. En el DPH tiene una media para la rambla y el abanico de 0,012 y 0,0037 m/m. En el periodo de retorno de 100 años la media es de 0,007 y 0,003 m/m y en el periodo de retorno de 500 años de 0,006 y 0,003 m/m.

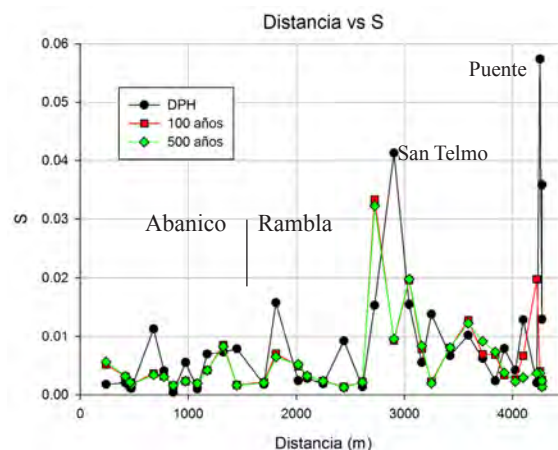


Fig.8.31. Variaciones en la pendiente a lo largo de Las Moreras. No se aprecia una gran variabilidad en la tendencia de la misma. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m).

La pendiente de la línea de energía no tiene grandes variaciones entre el DPH y los periodos de retorno (Fig.8.31.). La pendiente se mantiene entre 0,001 y 0,01 m/m. Siempre es ligeramente superior en la rambla, superando el intervalo de pendiente descrito anteriormente. En varias secciones la pendiente es mucho mayor que la media, tanto de la rambla como en este abanico. Estas zonas se corresponden con las secciones donde el canal es más ancho. En los periodos de retorno, que siguen tendencias similares, las variaciones en la pendiente son mucho más pequeñas que en el DPH. Los mayores valores en la pendiente para estos periodos de retorno también son las zonas más anchas del canal.

Las variaciones que sufren la pendiente y como le afecta a la anchura y la profundidad del canal se muestran en la figura 8.32. La tendencia general, desde aguas arriba a aguas abajo, tanto en la rambla como en el abanico, es que si la anchura o la profundidad aumentan, la pendiente tiende a disminuir. Por lo tanto podemos apreciar una relación del tipo $S = aB^{-b}$ y $S =$

aH-b. Existen valores más altos de pendiente que se localizan en zonas de puentes o con algún tipo de actividad antropica. Se aprecia que en el gráfico de profundidad-pendiente, los valores para el DPH de la profundidad se encuentran entre 30 cm y 2,3 m, mientras que los valores de profundidad para los periodos de retorno son entre 3 y 8 m de profundidad, para un rango de pendiente entre 0,001 y 0,015 m/m. En la figura de anchura profundidad, esta variación entre el DPH y los periodos de retorno no es tan acusada, pero también son menores las anchuras en el DPH para el mismo rango de pendiente.

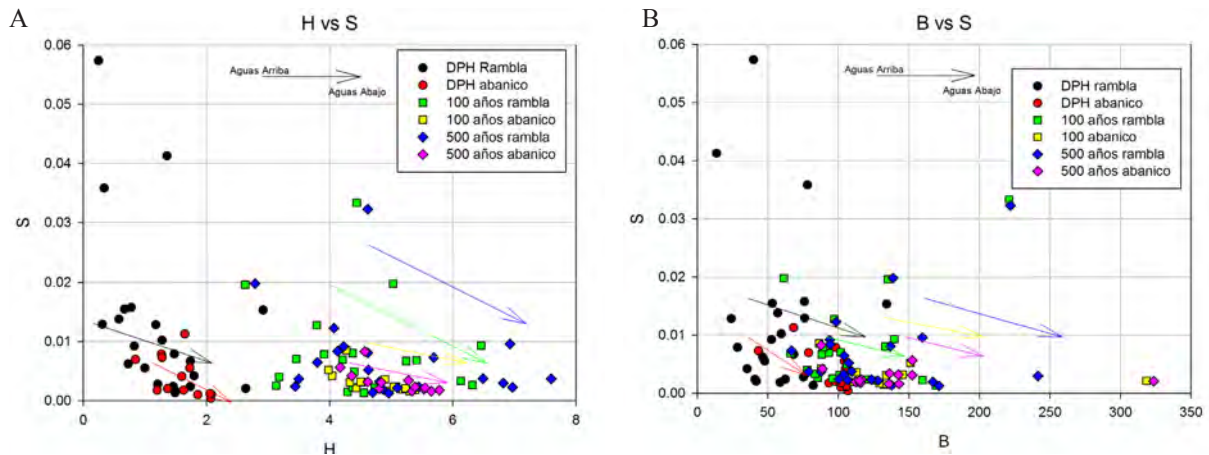


Fig.8.32. A) Evolución de la profundidad con los cambios en la pendiente. B) Evolución de la anchura con los cambios de pendiente. Se han separado las zonas pertenecientes al abanico y a la rambla.

8.4.2.5. Estudio de la velocidad y sus relaciones

En este epígrafe se describen las características de las distintas velocidades y sus relaciones con otros parámetros. Los resultados detallados obtenidos para los distintos tipos de velocidades encuentran en el anexo V. El DPH tiene un valor medio de velocidad en el canal para la rambla y el abanico de 2,15 y 1,11 m/s respectivamente y total de 2,18 y 1,11 m/s. El periodo de retorno de 100 años tiene una media de 5,01 y 3,54 m/s en el canal y 4,70 y 3,51 m/s total y el de 500 años de 5,12 y 3,62 m/s en el canal y 4,72 y 3,61 m/s total. La velocidad

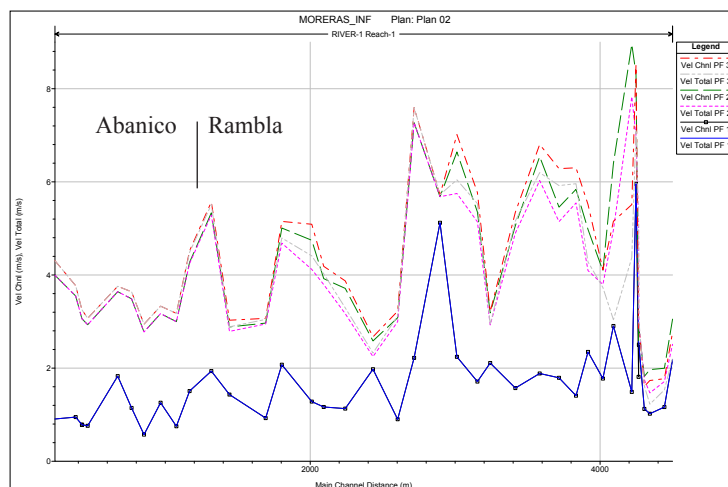


Fig.8.33. Evolución de la velocidad del flujo del canal a lo largo de la rambla de Las Moreras. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m). En la leyenda, 1 es el DPH, 2 es el periodo de retorno de 100 años y 3 el de 500 años.

del canal a lo largo de las diferentes secciones no sufre grandes variaciones (Fig.8.33.). En el DPH se mantiene prácticamente constante, aunque con cierta tendencia a disminuir aguas abajo. Destaca un pico de más alta velocidad en las primeras secciones debido a la presencia del puente de Mazarrón y otro en la sección de 2904, debido a un estrechamiento en el canal.

Los periodos de retorno de 100 y 500 años mantienen un comportamiento similar. La velocidad se mantiene alta, entre 5 y 7 m/s y decrece rápidamente, a partir de la zona de ensanchamiento de canal antes de la depuradora. En el último tamo de la rambla y en el abanico la velocidad es mucho más baja, entre los 3-4 m/s. Presentan los picos de máxima velocidad en los mismos lugares que en el DPH. Cabe destacar que en la zona del abanico se produce en la zona más proximal un decrecimiento en la velocidad que se corresponde con la zona del meandro cercano a la depuradora, donde la anchura es mucho mayor. Para posteriormente volver a aumentar de velocidad al estrecharse el canal.

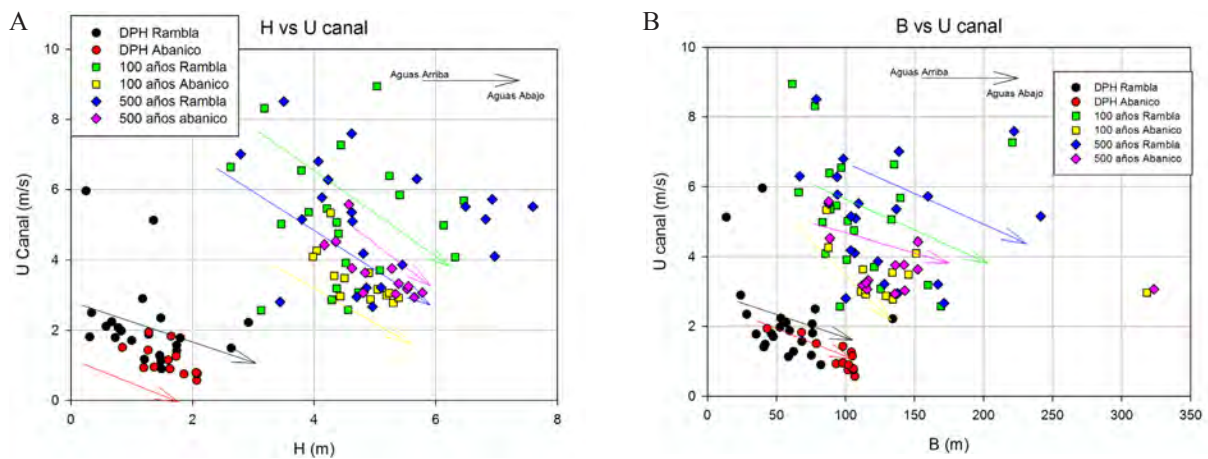


Fig.8.34. A) Evolución de la velocidad con las variaciones de profundidad. B) Evolución de la velocidad con las modificaciones en la anchura. Se han separado las zonas pertenecientes al abanico y a la rambla.

La velocidad total en el DPH es similar a la velocidad del canal en todas las secciones objeto de estudio. Esto se debe a que en general casi todo el caudal se va a quedar dentro del canal principal, ya que presenta paredes laterales de varios metros de altura. Por lo tanto ambas velocidades son muy parecidas. En los periodos de retorno de 100 y 500 años siguen una pauta similar, aunque pueden existir pequeñas diferencias entre ambas velocidades en la zona de rambla ya que pequeñas cantidades de flujo pueden desbordar hacia otros canales secundarios. Esto no sucede en el abanico para los periodos de retorno de 100 y 500 años y ambas velocidades son iguales ya que el canal está muy encajado y no se registran apenas, para los periodos de retorno de 100 y 500 años señalados, desbordamientos del mismo.

Cuando se estudia como varía la velocidad con los cambios en la anchura y en la profundidad del canal (Fig.8.34.) se observa que en ambos casos, tanto en la rambla como en el abanico, cuando la anchura o la profundidad aumentan la velocidad tiende a decrecer. Este es el comportamiento típico en los sistemas fluviales. La principal diferencia que se observa con los cambios en la profundidad o en la anchura en el DPH es que se registran menores valores para estas variables y por tanto menores velocidades tanto en la rambla como en el abanico. Se observa mayor dispersión de los datos en la rambla que en el abanico ya que las dimensiones de

los canales son más variables y están menos encajados, mientras que en el abanico el flujo está más encauzado.

Los valores medios de velocidad de corte en la rambla y el abanico para el DPH son de 0,23 y 0,13 m/s, respectivamente. Para el periodo de retorno de 100 años son de 0,39 y 0,31 m/s y para el de 500 años de 0,38 y 0,31 m/s. Esta velocidad presenta las mismas tendencias que la velocidad total y la velocidad del canal. La relación entre los esfuerzos en el fondo y la densidad del fluido se ve incrementada durante los periodos de retorno de 100 y 500 años. Mientras que en la rambla esta velocidad tiende a disminuir ligeramente, en el abanico es más acusado una disminución brusca de la velocidad de corte en la zona proximal. Esta velocidad se mantiene baja en la zona media, para crecer levemente en la desembocadura.

La velocidad de caída de la partícula es bastante grande debido a que el tamaño de grano es grava y por lo tanto necesita velocidades altas para transportarse. En la rambla y el abanico, para el DPH tiene un valor medio de 4,38 y 7,09 m/s, respectivamente. En el periodo de retorno de 100 años es de 3,46 y 5,89 m/s y en periodo de retorno de 500 años es de 3,18 y 6,09 m/s.

8.4.2.6. Estudio de la tensión de corte

La medida de la tensión de corte sirve para estudiar las fuerzas del fluido sobre el fondo y las paredes del canal. Los resultados obtenidos para ambas tensiones se encuentran en el Anexo V. La tensión de corte y la tensión de corte adimensional presentan comportamientos similares a lo largo del perfil de Las Moreras. En el DPH para la tensión de corte (τ_0) en N/m², en la rambla y el abanico, es de 65,67 y 20,37, respectivamente. En el periodo de retorno de 100 años es de 210,86 y 106,77 y en periodo de retorno de 500 años de 206,94 y 107,44. En el DPH para la tensión de corte adimensional (τ_*) en la rambla y el abanico es de 0,65 y 0,016, respectivamente; en el periodo de retorno de 100 años de 5,23 y 0,08 y en periodo de retorno de 500 años de 5,38 y 0,083.

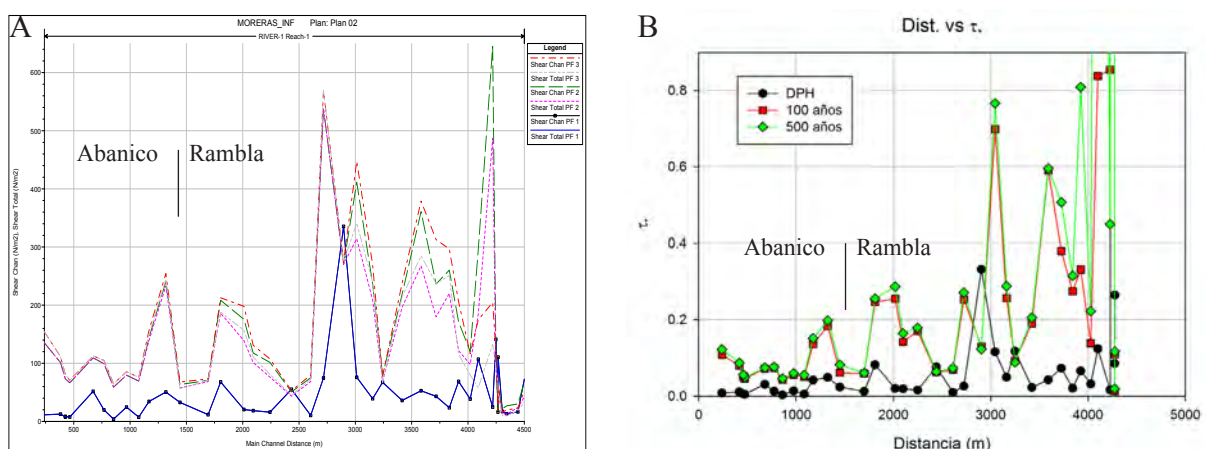


Fig.8.35. A) Evolución de la tensión de corte a lo largo de la rambla de Las Moreras. B) Evolución de la tensión de corte adimensional en la zona de estudio. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m). En la leyenda, 1 es el DPH, 2 es el periodo de retorno de 100 años y 3 el de 500 años.

A lo largo de las secciones en el DPH ambas tensiones mantienen un valor bastante constante, tanto para la rambla como para el abanico, ya que se ciñe al canal principal (Fig.8.35.). De todas maneras, en la rambla son ligeramente superiores que en el abanico y tiene cierta tendencia a decrecer ligeramente. En los periodos de retorno de 100 y 500 años las tensiones de corte son mucho mayores que en el DPH. Hay una gran diferencia entre los valores del principio y la parte media de la rambla de la parte final de la rambla y el abanico. En las dos primeras zonas, las tensiones de corte presentan valores más altos, entre 100 y 300 N/m² y tienen tendencia creciente. Sin embargo, en el final de la rambla y en el abanico la tensión de corte es mucho menor, entre 50 y 250 n/m². En el abanico se observa una rápida disminución en la zona proximal, manteniendo estos valores bajos en la zona media. En la zona distal se vuelva a producir un ligero aumento de las tensiones de corte. Todos los picos en los valores de la tensión de corte vuelven a corresponderse a las zonas de estrechamiento del canal, salida de meandros o influencia antrópica.

8.4.2.7. Cálculo del régimen de flujo

El estudio del número de Froude aporta unos valores medios para la rambla y el abanico de de 0,94 y 0,46, respectivamente, para el DPH, de 0,89 y 0,61, para el periodo de retorno de 100 años y de 0,87 y 0,59 para el de 500 años. La mayoría de los valores de esta variable, para el abanico y para la gran parte de la rambla se localizan por debajo de 1 (Fig.8.36.a). Esto significa que el flujo es subcrítico. En algunas secciones concretas en los periodos de retorno de la zona media de rambla los valores del n° de Froude son superiores a 1. Esto quiere decir que el flujo es supercrítico, por lo tanto las fuerzas dominantes son las inerciales y se asocia con velocidades de flujo altas. Hay que destacar que en ningún caso se produce flujo supercrítico en la zona de abanico.

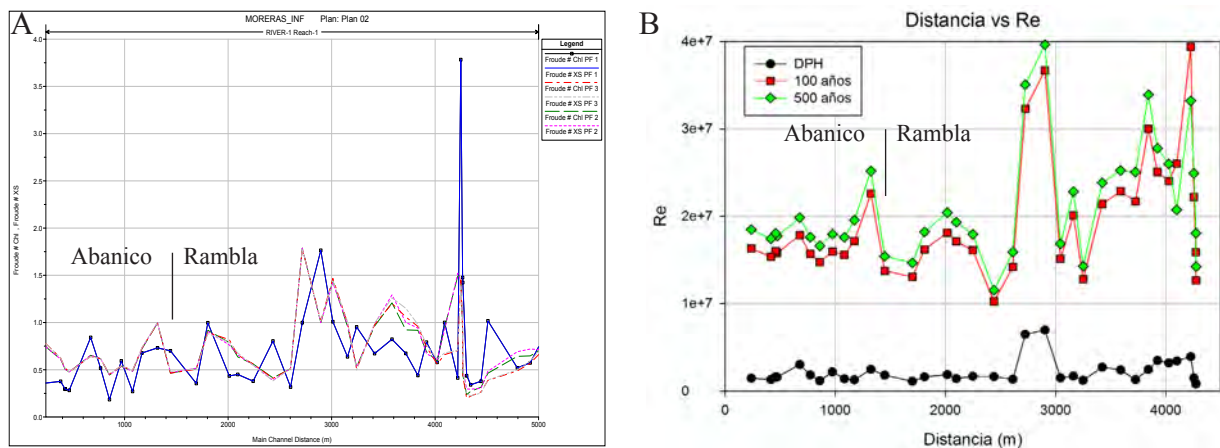


Fig.8.36. A) Variaciones en el N° de Froude a lo largo de Las Moreras. B) Evolución del N° de Reynolds en la rambla y en el abanico objeto de estudio. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m). En la leyenda, 1 es el DPH, 2 es el periodo de retorno de 100 años y 3 el de 500 años.

El n° de Reynolds a lo largo de las secciones muestra valores correspondientes a flujos turbulentos, como corresponde a este tipo de sistemas naturales. En el DPH, para la rambla y el abanico es de $2,43 \times 10^6$ y $1,71 \times 10^6$ respectivamente (Fig.8.36.b). El valor medio del N° de

Reynolds para el periodo de retorno de 100 años es de $2,13 \times 10^7$ y $1,61 \times 10^7$ y para el de 500 años de $2,30 \times 10^7$ y $1,82 \times 10^7$. La tendencia general es a disminuir a lo largo de la zona de rambla, desde aguas arriba a aguas abajo, mientras que en el abanico se mantiene constante. Tanto en el DPH como en los periodos de retorno presenta las mismas variaciones, más acentuadas durante los periodos de retorno. En la rambla presenta varias zonas de máximo valor del n° de Reynolds que se corresponden con las secciones de menor anchura. A lo largo del abanico se produce una disminución en la zona proximal que se mantiene en la zona media. Hacia la zona distal se produce un pequeño aumento que termina disminuyendo rápidamente. En el abanico se produce un aumento rápido del n° de Reynolds al final de la zona proximal debido a un estrechamiento del canal. Los valores de ambas variables se encuentran en el anexo V.

8.4.2.8. Estimación de los coeficientes de resistencia

En este apartado se han calculados los valores del coeficiente de fricción (C_f) y del coeficiente de Chezy (C_z). Estos valores se encuentran detallados en el Anexo V. El coeficiente de fricción tiene valores en la rambla y el abanico de 0,012 y 0,014, respectivamente, en el DPH, de 0,007 en el periodo de retorno de 100 años y en el de 500 años de 0,0074. El coeficiente de Chezy tiene valores en la rambla y el abanico de 9,16 y 8,43 para el DPH, de 12,16 y 11,18 para el periodo de retorno de 100 años, y de 12,38 y 11,35 para el de 500 años.

Se ha estudiado como varían los coeficientes de fricción con los cambios en los parámetros de anchura, profundidad y pendiente (Fig.8.37.). El comportamiento de estas variables puede ser algo distinto entre la rambla y el abanico, aunque suele seguir la misma tendencia. Cuando se compara el coeficiente de fricción con la profundidad se observa una tendencia desde aguas arriba a aguas abajo en la que al disminuir la profundidad, aumenta la fricción. Tendencia que se hace más acusada durante el DPH, debido a que el flujo se encuentra más confinado. Se comportan de manera similar en la rambla y en el abanico. Si comparamos el coeficiente de fricción con la anchura se observa desde aguas arriba a aguas abajo que cuando aumenta la anchura de la sección también aumenta el coeficiente de fricción. En el DPH se produce mayor dispersión de datos debido a que las anchuras son más variables para este periodo que durante los periodos de retorno de 100 y 500 años. Comparando el coeficiente de Chezy con la profundidad presenta el comportamiento opuesto al que presentaba con el coeficiente de fricción, al disminuir la profundidad, disminuye el coeficiente de Chezy. En el caso de la anchura, también presenta un comportamiento opuesto al del coeficiente de fricción. Con el aumento de la anchura aumenta el coeficiente de Chezy, para todos los periodos. No se aprecian diferencias entre la rambla y el abanico. Destaca que, aún teniendo la misma tendencia, los para el DPH se encuentran claramente separados y más dispersos que los que se producen durante los periodos de retorno. Este hecho se debe a que se producen más irregularidades en el DPH, tanto en anchura como en profundidad, que durante ambos periodos de retorno de 100 y 500 años, que tienen que ajustarse al encajamiento del canal.

Los resultados que se obtienen al estudiar como varían los coeficientes de resistencia con los cambios en la pendiente de energía se observa que el coeficiente de fricción tiende a aumentar cuando aumenta la pendiente, desde aguas arriba a aguas abajo. Este comportamiento

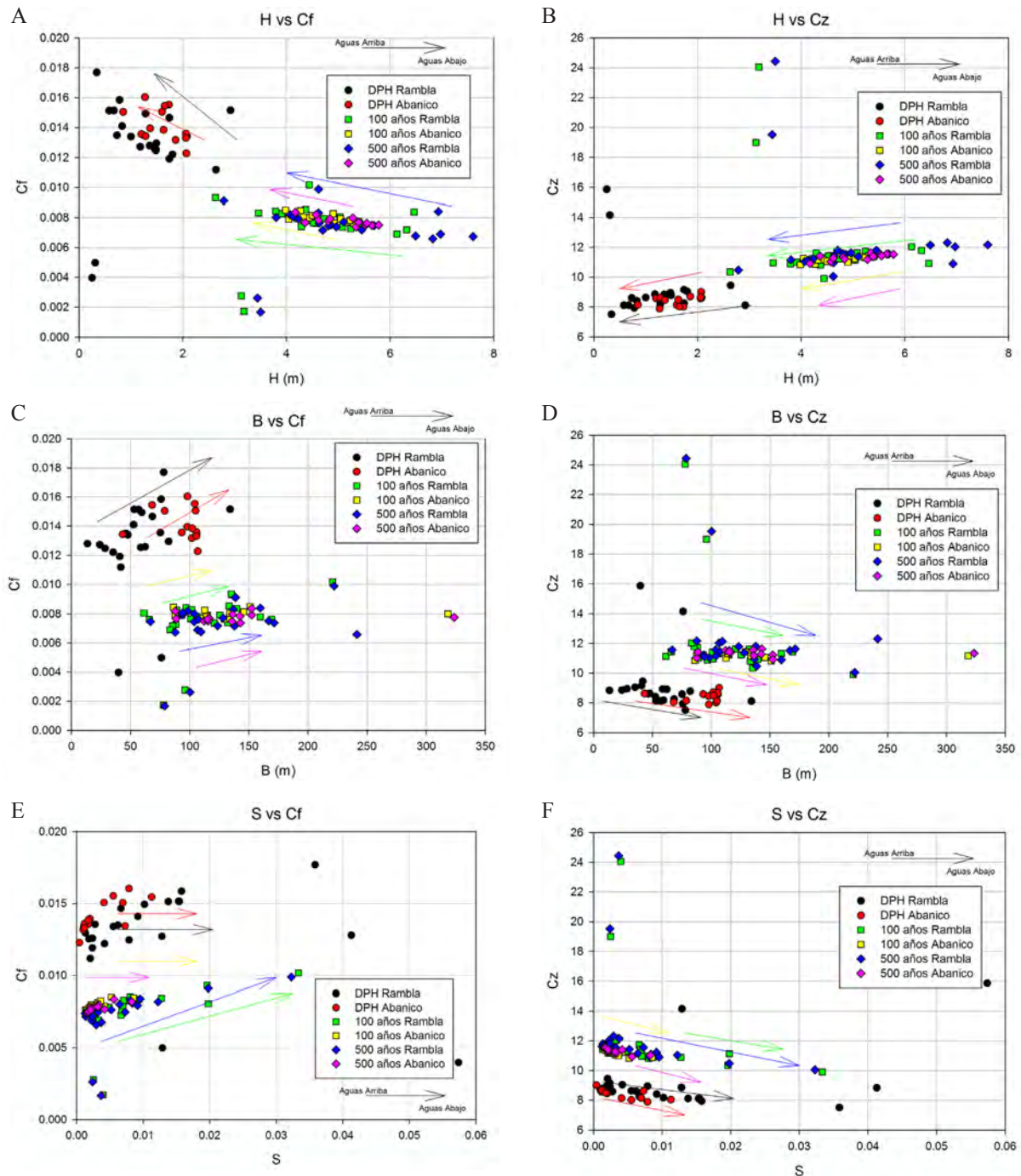


Fig.8.37. A) Comportamiento del coeficiente de fricción antes los cambios en la profundidad. B) Cambios en el coeficiente de Chezy con respecto a la profundidad. C) Evolución del coeficiente de fricción con las variaciones en la anchura del sistema. D) Evolución del coeficiente de Chezy con los cambios en la anchura. E) Variaciones en el coeficiente de fricción con la pendiente. F) Evolución del coeficiente de Chezy con la pendiente.

se observa tanto en el DPH como en los periodos de retorno, en el abanico y en la rambla. Solo cabe destacar que en el DPH, en el mismo rango de pendiente, se producen mayores coeficientes de fricción en el abanico que en la rambla. La evolución del coeficiente de Chezy es a disminuir con el aumento de la pendiente, desde aguas arriba a aguas abajo. Esto sucede tanto en la rambla como en el abanico. En el DPH, a igual rango de pendientes el coeficiente de Chezy es menor en el abanico.

8.4.2.9. Mecanismo de transporte de sedimentos

En este epígrafe se estudia el tipo de transporte predominante en la zona de la rambla y el abanico de Las Moreras. Los datos de los parámetros calculados se encuentran en el Anexo V. El primer parámetro estudiado es el N° de Reynolds de partícula. Esta variable depende de la viscosidad, el tamaño de grano y la velocidad, y, por lo tanto, puede dar información de cómo es el lecho del río. Todos los valores de esta variable están por encima de 70, con medias de $4,54 \times 10^5$ y $4,54 \times 10^5$ para el DPH en la rambla y el abanico respectivamente. De $3,01 \times 10^5$ y $4,90 \times 10^5$ para el periodo de retorno de 100 años y de $2,90 \times 10^5$ y $5,13 \times 10^5$ para el de 500 años. Esto significa que el fondo es rugoso, ya que el tamaño de grano es bastante grueso. Si se estudia el n° de Reynolds de partícula con el coeficiente de fricción se observa que cuando disminuye el n° de Reynolds de partícula también lo hace el coeficiente de fricción (Fig.8.38.a), desde aguas arriba a aguas abajo. Con lo cual, cuanto menos rugoso es el fondo se produce menos resistencia sobre él. Por medio de la comparación del n° de Reynolds de partícula y la tensión de corte se deduce que el tipo principal de transporte es de carga de fondo (Fig.8.38.b), además existe una clara tendencia a aumentar esta tensión de corte con el aumento del n° de Reynolds de partícula, ya que la resistencia que tiene que hacer el flujo es mayor al aumentar la rugosidad del lecho.

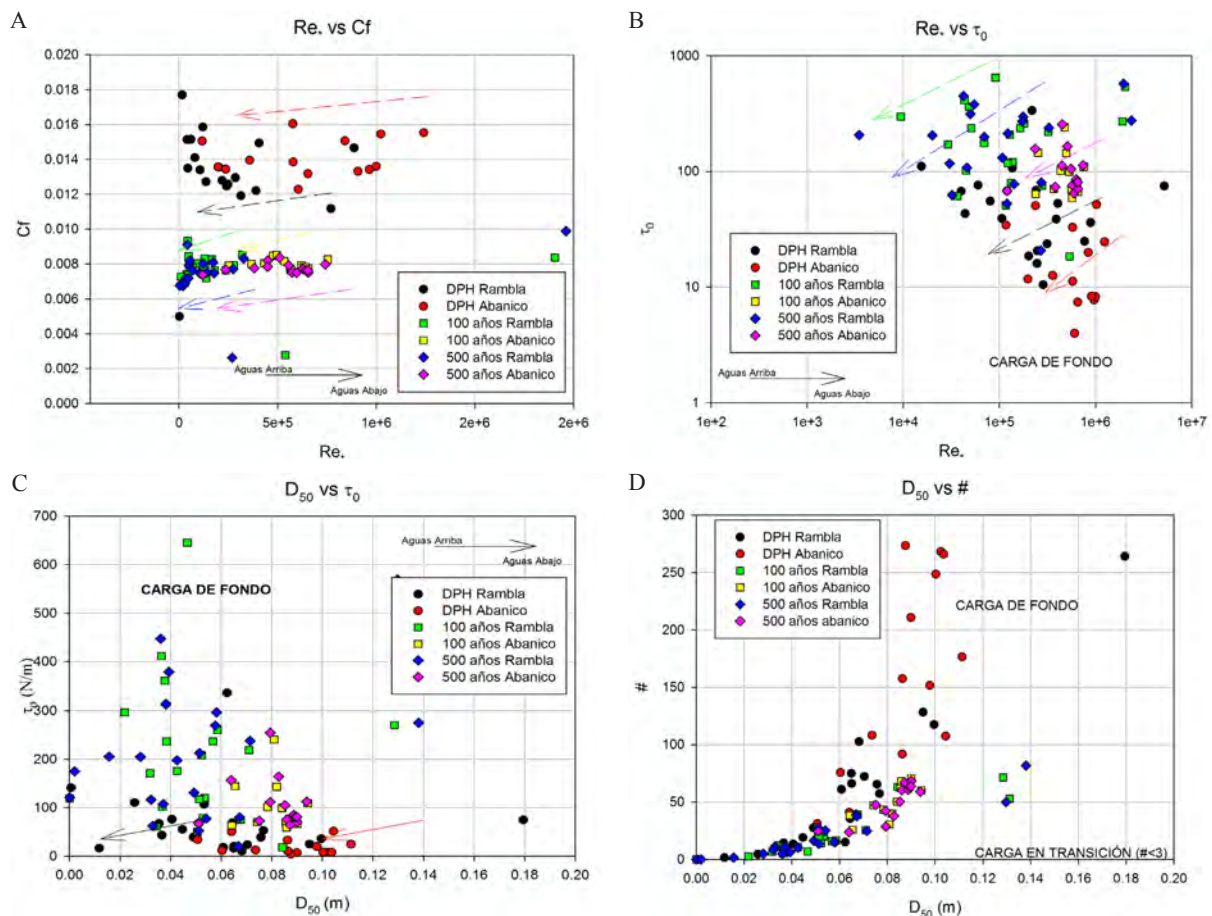


Fig.8.38. A) Cambios en el n° de Reynolds de partícula con el coeficiente de fricción, B) Estudio del tipo de transporte por medio del n° de Reynolds de partícula y la tensión de corte. C) Comparación del tamaño de grano y la tensión de corte para la obtención del tipo de transporte. D) Desarrollo del n° de Rouse respecto a las variaciones en el tamaño de grano. El tipo de transporte dominante en esta zona es la carga de fondo.

El siguiente parámetro que se ha calculado ha sido la altura de la subcapa viscosa. Los valores de altura se encuentran entre la centena y la decena de micras, con medias de $5,89 \times 10^{-5}$ y $1,04 \times 10^{-5}$ m en la rambla y el abanico para el DPH, $3,45 \times 10^{-5}$ y $3,98 \times 10^{-5}$ m para el periodo de retorno de 100 años y de $3,48 \times 10^{-5}$ y $3,93 \times 10^{-5}$ m para el de 500 años. Si realizamos el ratio entre el tamaño de grano y esta subcapa viscosa todos los valores resultan un valor muy superior a 1. Este dato significa que el fondo es hidráulicamente rugoso.

Por último, se ha calculado el nº de Rouse (Rouse, 1938). Esta variable permite obtener el tipo de transporte de sedimento dominante en el sistema. Los valores medios para el DPH para la rambla y el abanico son 54,26 y 157,68, para el periodo de retorno de 100 años de 21,98 y 39,88 y para el de 500 años de 18,74 y 49,82. Son muy pocos los resultados obtenidos que sean menores de 3. En su mayoría en Las Moreras muestran valores superiores a 3, lo que indica que todo el transporte que tiene lugar se produce como carga de fondo (Fig.8.38.d). Las secciones con valores menores de 3 tendrían una carga en mixta, entre fondo y suspensión.

El tamaño de grano y tensión de corte también da información acerca del tipo de transporte. Enfrentando estos parámetros todos los valores entran en el campo del transporte predominantemente de fondo (Fig.8.18.c). Además se ha podido apreciar que desde aguas arriba a aguas abajo, si disminuye el tamaño de grano, la tensión de corte también disminuye.

8.4.2.10. Estudio de los caudales y la carga de sedimento

Se ha partido de un caudal total de $60 \text{ m}^3/\text{s}$ para el DPH, $1300 \text{ m}^3/\text{s}$ para el periodo de retorno de 100 años y $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ para el de 500 años (Fig.8.39.a). Este es un dato de partida que se deduce de un método hidrometeorológico (INOCSA, 2009). Los valores de caudal total en el DPH son los mismos que el caudal en el canal, tanto para la rambla como para el abanico, según los cálculos con el programa HEC-RAS, ya que al no producirse desbordamiento del canal lo considera igual. Para los periodos de retorno de 100 y 500 años, en el abanico también se consideran los mismos valores de caudal total y los del caudal del canal, ya que no se producen desbordamientos, mientras que para la rambla tiene importantes fluctuaciones

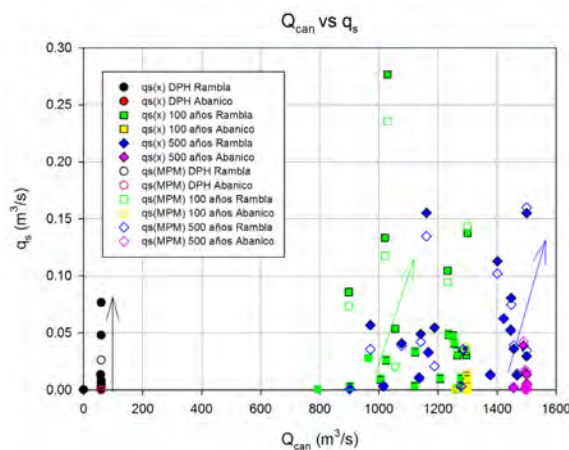


Fig.8.39. Variaciones en la carga de sedimentos con los cambios en el caudal en Las Moreras.

debido a la posibilidad de ocupar la llanura de inundación. Los valores son 1080 y 1280 y 1220 y 1495 m³/s. Estas variaciones se deben a cambios en la geometría del canal. En las zonas en las que el canal es más estrecho el caudal dentro del mismo disminuye, ya que se produce el desbordamiento del canal y el caudal se reparte por otros canales o zonas secundarias.

Los valores de caudal total por unidad de área (q_w) en m³/s, en la rambla y el abanico son de 2,42 y 1,7 en el DPH, de 22,85 y 16,26 para el periodo de retorno de 100 años, y de 25,33 y 18,24 para el de 500 años. Se ha calculado la carga de sedimentos (q_s) en gravas por medio de la carga adimensional de sedimento (q_s^*). Al igual que en La Azohía se han utilizado distintas ecuaciones para obtener q_s^* , ya que son de carácter experimental, lo que ha dado un rango aproximado del valor de esta variable. Los valores más aproximados de q_s , en m³/s, para la rambla y el abanico, siguiendo los dos métodos utilizados son 0,013 y $2,86 \times 10^{-5}$ y 0,011 y $3,92 \times 10^{-5}$ respectivamente, para el DPH. De 0,0051 y 0,007 y 0,047 y 0,008 en el periodo de retorno de 100 años y de 0,047 y 0,006 y 0,043 y 0,007 en el de 500 años. En algunas de las secciones, sobre todo en el abanico, la carga de sedimento adimensional tiene un valor inferior a la carga crítica. Esto quiere decir que en estos puntos no se está produciendo transporte de sedimento.

Si se estudian los valores de caudal en el canal (Q_{can}) y la carga de sedimento (Fig.8.39.b) obtenemos una tendencia en la que al aumentar el caudal, aumenta la carga de sedimento, desde aguas arriba a aguas abajo. Esta evolución está bien desarrollada a lo largo de la rambla y del abanico para el DPH y para los periodos de retorno. Los valores en la rambla para ambos periodos de retorno están más dispersos que en el DPH y en el abanico debido a que el flujo en la rambla para el DPH tiene mayor movilidad sobre el lecho. Se mueve menos carga en el abanico que en la rambla ya que esta tiende a depositarse con la pérdida de energía.

8.4.2.11. Estudio de la potencia hidráulica

Se calculó por medio del programa HEC-RAS los valores de la potencia específica tanto total como en el canal principal (Fig.8.40.). La potencia da información sobre la energía que gasta el flujo para moverse. Los valores medios de potencia específica en N/ms en el canal, para la rambla y el abanico, son de 208,25 y 28,92 respectivamente en el DPH, de 1290 y 587,05 en el periodo de retorno de 100 años y de 1222 y 426 para el de 500 años. Los valores medios de potencia total en J/s son de $7,53 \times 10^3$ y $2,24 \times 10^3$, en la rambla y el abanico, para el DPH; de $9,43 \times 10^4$ y $6,62 \times 10^4$ para el periodo de retorno de 100 años y de $9,97 \times 10^4$ y $4,53 \times 10^4$ para el de 500 años. En el DPH, la potencia específica total y en el canal es la misma ya que todo el flujo discurre por este canal. Sin embargo, en los periodos de retorno de 100 y 500 años se observan variaciones entre la rambla y el abanico y con el DPH. A lo largo de la rambla es donde los periodos de retorno tienen mayores diferencias. En general, los valores de potencia tienden a aumentar aguas abajo, donde se produce más rozamiento. En el abanico el valor de la potencia aumenta en las zonas proximales y disminuye en las zonas medias. Vuelve a aumentar posteriormente en la zona distal. Los picos que se producen en la zona de la rambla se corresponden con las zonas más estrechas del canal. Se ha realizado también el cálculo de la potencia total. Presenta exactamente las mismas tendencias que la potencia específica, ya que

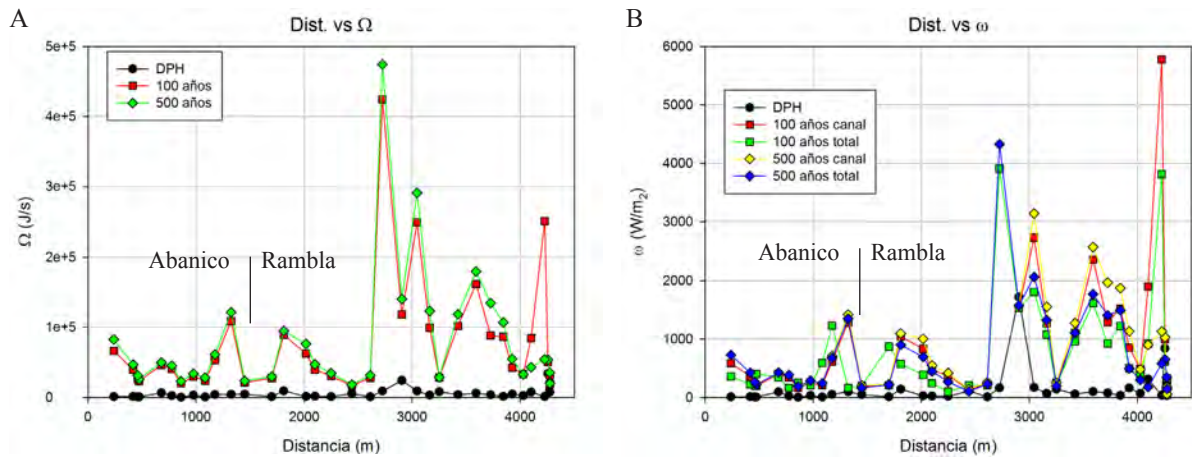


Fig. 8.40. A) Desarrollo de la potencia total a lo largo de la zona de estudio. B) Evolución de la potencia específica total y del canal en Las Moreras. La derecha de los gráficos se corresponde con la zona de aguas arriba (4500 m) y la izquierda con la de aguas abajo (0 m).

la potencia específica está en función de la total por unidad de área (Fig. 8.40.a). Los valores en la rambla son más altos que en el abanico aunque en este último son todavía muy elevados para este sistema. Los picos principales en ambas zonas se corresponden con estrechamientos del canal.

Como el caudal es uno de los factores que más afecta a la cantidad de energía utilizada se ha realizado la comparación entre ambos (Fig. 8.41.a). A lo largo de todas las secciones, la energía aumenta con el aumento del caudal desde aguas arriba a aguas abajo. Esta tendencia es más acusada en la zona de rambla que en el abanico. Esto se debe a que las variaciones en el

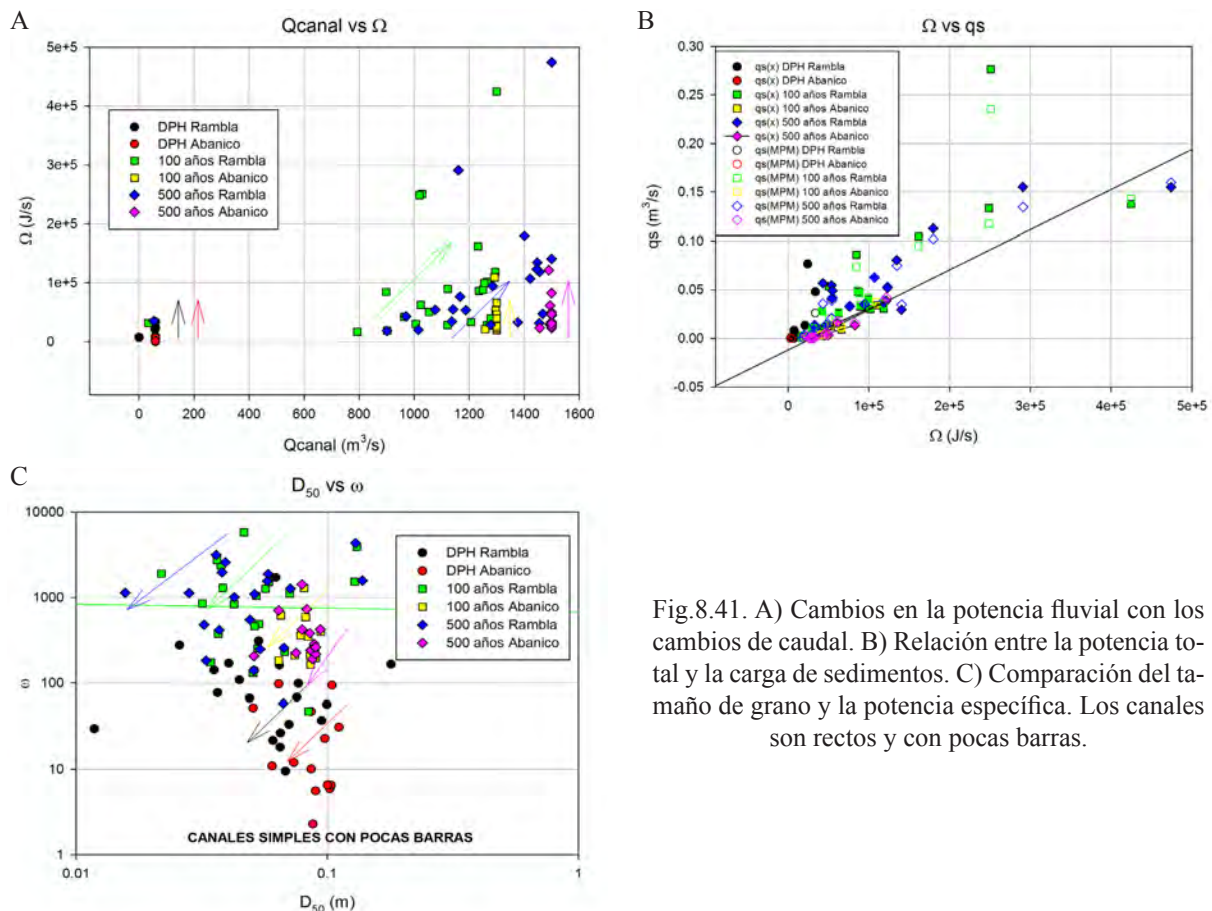


Fig. 8.41. A) Cambios en la potencia fluvial con los cambios de caudal. B) Relación entre la potencia total y la carga de sedimentos. C) Comparación del tamaño de grano y la potencia específica. Los canales son rectos y con pocas barras.

caudal en la rambla son de mayor entidad que en el abanico.

Si comparamos la potencia total con la carga de sedimento también se obtiene que al aumentar la carga, aumenta la energía necesaria para moverla (Fig.8.41.b). Esta tendencia se mantiene bien definida tanto en la rambla como en el abanico, aunque durante el DPH, los valores se encuentran más dispersos.

Según Van den Berg, (1995) y Knighton (1998) comparar el tamaño de grano y la potencia específica se puede inferir el tipo de canales. Para la zona de Las moreras sería un canal de tipo simples, con algún meandro y escasas barras (Fig.8.41.c). De aguas arriba a aguas abajo, cuando disminuye el tamaño de grano también disminuye la potencia que hace falta para mover este grano.

8.5. Caracterización hidráulica de la rambla y abanico de Nogalte

Para estudiar el comportamiento hidráulico de la rambla de Nogalte se ha realizado una recopilación bibliográfica en la que se explica el comportamiento de la cuenca durante grandes tormentas y avenidas. No se ha realizado análisis de variables hidráulicas, pues no hemos podido disponer de un modelo hidráulico como en Azohía y Moreras. Esto supone que no se ha podido emplear el modelo para calcular las variables, y que ha sido necesaria, para su comparación, una estimación a groso modo a partir de búsquedas bibliográficas.

Una de las inundaciones más importantes ocurridas en esta cuenca fue la registrada en 1973, que incluyó una gran carga sólida junto con la descarga líquida. Sumaron una carga total de 2000 m³/s, suponiendo una carga de hasta el 40% (López-Bermúdez y Gutiérrez, 1983).

El trabajo de Pernía *et al.* (1987) que establece el riesgo de inundaciones en la zona de Puerto Lumbreras, calcula los caudales de avenida a partir de un método hidrometeorológico que considera el hidrograma unitario de Clark y una tormenta de diseño de 4 horas (Fig.8.42) para periodos de retorno de 1,5, 5, 25 y 500 años. Calcularon la escorrentía directa y la capacidad de retención del terreno. Para el cálculo de la lámina de agua para los caudales obtenidos se usa una sección de control hidráulico en el puente de la N-340. Los resultados se exponen en la tabla 8.1.

Tabla 8.1. Modelización Nogalte (Pernia et al., 1987)

Periodos de Retorno	Prec. Máx. (mm)	Prec. Diseño (mm)	Caudal (m ³ /s)	Lámina agua (m)
1,5	44,2	27	100	0,5
5	15,9	73	500	1,3
25	15,9	123	1000	2,1
500	250,4	210	1900	7,8

Estos autores concluyen que la impermeabilidad de los materiales de la cuenca, la falta de vegetación y la fuerte pendiente hacen que la retención del suelo sea pequeña y la escorrentía alta. El caudal modelizado para un periodo de retorno de 500 años, 1900 m³/s, es similar al caudal en la avenida de 1973 de 2000 m³/s.

Ortega *et al.* (2008) modelizan los caudales máximos instantáneos asociados con la avenida de diseño (25, 100 y 500 años de periodo de retorno) mediante el programa HEC-HMS, empleando el método del “hidrograma unitario”. Para la estimación de la lluvia neta emplearon las series de lluvias máximas en 24h y generaron una tormenta de diseño a partir de datos de tormentas históricas registradas en pluviógrafos de Alcantarilla y Lorca. A partir de los caudales máximos realizaron un modelo hidráulico mediante el programa HEC-RAS, sin tener en cuenta la carga sólida, aunque según los eventos puede llegar a ser muy alta. Los

datos de caudales de 1973 obtenidos por Pernia *et al.* (1987) son mayores. Concluyen que los caudales obtenidos en la rambla de Nogalte a partir de la aproximación hidrológica no se corresponden bien con los datos de la avenida de 1973 y de sus efectos ni con las condiciones de la cuenca de recepción, tanto por su morfología elongada y tiempo de concentración alto (pendiente moderada y longitud alta del cauce). Piensan que esta diferencia se asocia con la importancia de la carga sólida arrastrada, no tenida en cuenta en la modelización hidráulica, unida a condiciones de falta de encajamiento y organización de la red en el abanico impidieron su evacuación eficiente. Durante la avenida de 1973 las condiciones de erosión en los suelos de la cuenca fueron extremas, favorecidas por la litología, falta de protección del suelo.

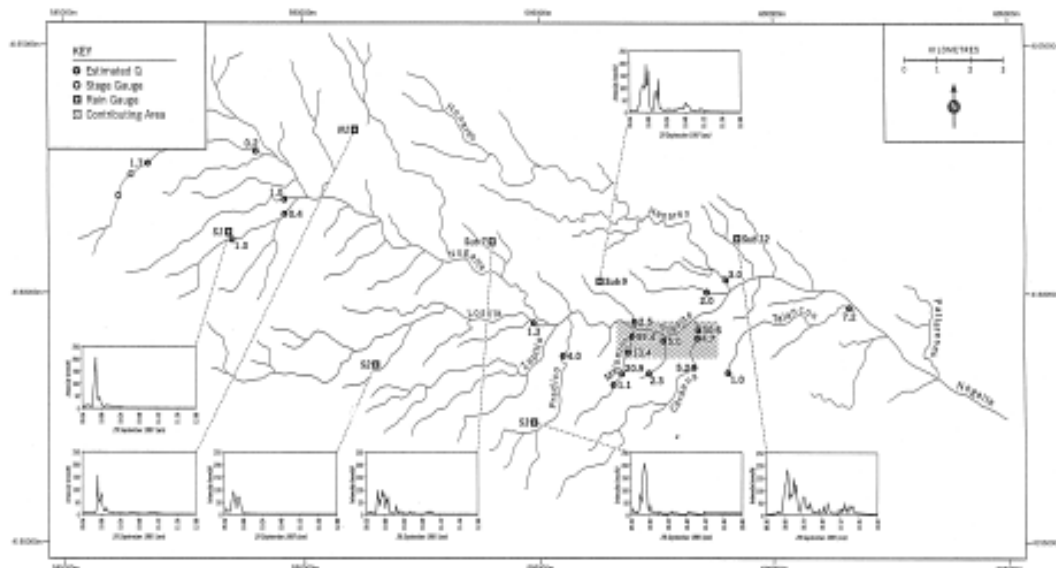


Fig.8.42. Variaciones en la intensidad de la lluvia el 29 de septiembre de 1997 y los caudales estimados en la rambla de Nogalte (Tomado de Bull *et al.*, 1999).

Tabla 8.2. Caudales máximos Nogalte Avenida 1973 (Ortega *et al.* 2008)

Q (m³/s)/Años	25	100	500
Nogalte	227.5	406.3	719.5

Para otras avenidas más recientes, Bull *et al.* (1999) midió la lluvia en siete zonas en la cuenca de Nogalte, durante 1997 y 1998. Estiman la magnitud de la avenida mayor usando tres métodos diferentes. En el primero, usan las medidas de las secciones transversales del canal y la pendiente. Miden la anchura, el calado, el radio hidráulico (R) y el coeficiente de rugosidad de Manning (n). Estas variables se usaron para determinar la velocidad del flujo (U) usando la ecuación de Manning:

$$U=1/n R^{2/3} S^{1/2}$$

Y el caudal (Q , m^3/s), siendo A el área de la sección en m^2 , usando:

$$Q=UA$$

El segundo método consistió en medir el área de la sección en detalle, la pendiente y la superficie del flujo. Estas medidas se introducen en la fórmula de Manning. El nivel del flujo se revisó con la lectura de los caudales asociados a cada periodo de retorno en las distintas localizaciones.

El tercer método consistió en estimar el caudal usando la ecuación para estimar el flujo en presas (Ackers *et al.*, 1978):

$$Q=C_d C_v^{2/3} (2g/s)^{0.5} b h^{1.5}$$

Donde C_d es el coeficiente de caudal; C_v es el coeficiente de velocidad; b (m) es el ancho de la presa y h (m) es la profundidad del flujo sobre la presa.

Estos autores estudian la intensidad de la lluvia en esta zona entre el 11 de marzo de 1997 y el 5 de enero de 1998. La avenida más importante se produjo durante la tormenta del 29 de septiembre de 1997. Ese día, todos los barrancos registraron tres intensos eventos de lluvia. Los primeros dos eventos tuvieron una intensidad máxima de 200 mm/h y la tercera fue de 50 mm/h. Durante estos eventos, la lluvia cubrió la totalidad de la cuenca de drenaje. Las estimaciones en el caudal muestran que la rambla de los Majuelos (59,4 m³/s) fue la más afectada, seguida de la rambla de Cárdenas (30,6 m³/s) y la rambla de los Merchones (5,03 m³/s).

La influencia de la litología en las variaciones del caudal viene determinada en la rambla de Nogalte por la diferencia en la composición de los esquistos de la zona. La escorrentía en Nogalte es rápida y se dirige directamente hacia el canal, sin infiltrarse en el suelo. Los dos tributarios donde la descarga fue máxima estaban compuestos por micaesquistos azules, mientras que el resto de la zona está compuesta, básicamente, por micaesquistos rojo. Los micaesquistos azules producen más altas tasas de escorrentía y por lo tanto altos caudales. Las modificaciones en el caudal debido a la morfología están sujetas a variaciones locales. Los lugares con mayor caudal suelen ser zonas con canales estrechos en roca, entre 3 y 7 m y con cierta pendiente (2°). La influencia de los usos del suelo en las variaciones del caudal tiende a fomentar la escorrentía superficial. La superficie está cubierta por la vegetación natural que es escasa, creándose superficies de costras de desecación que incrementan la escorrentía y disminuyen la infiltración. Según Bull *et al.* (1999) el periodo de retorno de este tipo de grandes tormentas es de 6 a 7 años.

Hooke y Mant (2000) estudian el impacto geomorfológico debido a las avenidas en la cuenca de Nogalte. Los valores obtenidos para varios parámetros hidráulicos se detallan en la tabla 8.3 y 8.4.

Tabla 8.32. Características Nogalte (Hooke y Mant, 2000)

	Area (km)	Distancia (km)	N canales	Anch. Llanura (m)	Anch. canal (m)	Prof. canal (m)	Relieve llanura (m)	Pend.
Nog.1	6,9	6,5	1	12-19	1,4-10,3	0,21	0,79	0,0161
Nog.2	39,1	11,5	3	61-70	9,5-15,3	0,30	0,84	0,0199
Nog.3	102,7	18,5	2	109-127	12,7-24,6	0,34	1,15	0,0188

Tabla 8.4. Características Nogalte (Hooke y Mant, 2000)

	Q (m3/s)	W (m)	D (m)	U (m/s)	Ω (N)	ω (W/m2)	τ (N/m2)
Nog.3	25	70	0,55	1,58	4484	64,1	43,0

Estos autores asocian la velocidad de la corriente que se produce en la rambla de Nogalte en este momento con un tamaño de grano medio de 30 mm. Los valores de los parámetros hidráulicos calculados no son muy grandes y por lo tanto la avenida no era catastrófica y no podía causar graves daños en el canal con incisión.

Conesa *et al.* (1996) realiza una simulación mediante SIG de las zonas inundables en el abanico de Nogalte. En la zona de Puerto Lumbreras, la rambla tiene unos muros de 5 m de altura que protegen al pueblo. Con unos valores de pendiente de $S=0,019$ y de coeficiente de rugosidad $n=0,045$, los resultados para el cauce principal en esta zona son:

Tabla 8.5. Características Nogalte (Conesa et al., 1996)

	T (años)	H (m)	Area (m ²)	R _s (m)	Q (m ³ /s)
Sec. promedio	100	2,8	224	2,62	1297
(Encauzam.)	500	3,5	280	3,22	1859

Aguas abajo de esta zona comienza el abanico aluvial, con un perfil diferente a uno y otro lado de la rambla. Más suave y rebajado al S y más convexo al N. Es este flanco N el más vulnerable a los desbordamientos. En la siguiente tabla 8.6. se muestran los parámetros de geometría hidráulica que intervienen en el cálculo que realizan estos autores:

Tabla 8.6. Características barrancos Nogalte (Conesa et al., 1996)

h	Sec.	C _{min}	W	h _{med}	A _{med}	P _{med}	R _s	U	Q
0,9	ST1	0	135	0,41	55,4	136	0,41	1,60	88,6
	ST1	2,6	0	0	0	0	0	0	0
	ST2	1,6	0	0	0	0	0	0	0
	ST3	0,9	0	0	0	0	0	0	0
	ST4	0	185	0,48	91,2	186	0,48	1,78	162,3
	STF	0	60	0,37	22,2	60	0,37	1,59	35,3
1,6	ST1	0	120	1,04	124,8	122	1,04	2,67	333,2
	ST1	2,0	0	0	0	0	0	0	0
	ST2	1,6	0	0	0	0	0	0	0
	ST3	0,9	401	0,28	112,3	401	0,28	1,12	125,8
	ST4	0	278	1,02	283,5	280	1,01	2,62	742,8
	STF	0	42	0,72	30,3	43	0,72	2,09	63,3
2,0	ST1	0	150	1,18	177	152	1,16	2,87	430,5
	ST1	2,0	0	0	0	0	0	0	0
	ST2	1,6	210	0,24	50,4	211	0,24	1,32	66,5
	ST3	0,9	500	0,58	290	501	0,58	1,81	525

	ST4	0	278	1,39	386,4	280	1,37	3,26	1236,5
	STF	0	52	0,87	45,5	53	0,87	2,79	126
2,5	ST1	0	150	1,29	194	152	1,28	3,07	595,6
	ST1	2	156	0,27	42,1	157	0,27	1,42	59,8
	ST2	0	0	0	0	0	0	0	0
	ST3	0,9	09	802	1,02	818	804	2,34	1917

Donde h_c es la altura crítica de desbordamiento (m); c_{min} es la cota mínima (m), w es la anchura del canal (m), h_{med} es la altura media de la corriente (m), A_m es área mojada del canal (m^2), P_m es el perímetro mojado (m), R_h es el radio hidráulico (m), U es la velocidad de la corriente (m/s), Q es el caudal máximo (m^3/s). STI es la sección transversal inicial, SL1-SL5 son las secciones laterales del previsible desbordamiento, STF es la sección final.

Estos autores afirman que en el tramo de estudio la superficie invadida por las aguas se incrementa en un 26,5% al aumentar la profundidad de la corriente de 0,9 a 2,5 m, alcanzando un total de 293 Has. El canal desbordado a través de una sección lateral estará condicionado por los caudales registrados agua arriba y la capacidad de drenaje de las secciones precedentes.



Fig.8.43. A) Tamaño de grano típico de la zona de abanico proximal. En la zona superior de la sección aparecen cristales y ladrillos, que se depositaron durante la avenida de 1973; B) Tamaño de grano en las zonas medias del abanico; C) Tamaño de grano en las zonas distales del abanico de Las Moreras.

8.6. Discusión y conclusiones

La metodología que se ha utilizado a lo largo de este capítulo propone que a partir de unos datos básicos obtenidos en el campo en varias secciones del sistema se puedan generar los datos de flujo en un modelo, gracias al programa HEC-RAS. Utilizando los datos obtenidos del flujo se pueden estimar, mediante la utilización de ecuaciones básicas hidráulicas las características del sedimento, del régimen de flujo, y del tipo de transporte, entre otras características. Esto permite no solo conocer cuál es el comportamiento de flujo en las ramblas y abanicos objeto de estudio, sino también cuales son las características y el movimiento del sedimento, en los periodos planteados del DPH y los periodos de retorno de 100 y 500 años. Además se cuenta con los datos tomados en el campo, como el tamaño de grano, etc, para comprobar que los resultados obtenidos por medio de las ecuaciones hidráulicas son coherentes.

El objetivo principal con el que a la empresa INOCSA se le encargó el modelo de flujo es el de deslindar y proteger las distintas zonas de la rambla y el abanico de las modificaciones antrópicas. Así como delimitar las zonas que pueden verse afectadas por las diferentes avenidas que puedan producirse y así no construir estructuras que puedan verse dañadas durante estos periodos.

En el estudio de estos depósitos actuales se tiene en cuenta que los valores obtenidos para ciertas variables, sobre todo referentes al sedimento, son valores estimados y que son aproximados a los valores reales. Pero hay que destacar que con respecto a los datos obtenidos para los depósitos triásicos son mucho más aproximados a los valores reales de funcionamiento del sistema y los errores cometidos en las mediciones y los cálculos también son más reducidos. Tanto en la zona de La Azohía, como en Las Moreras, el estudio hidráulico se ha centrado en el canal principal y en como variaba su respuesta ante los cambios en los distintos parámetros.

8.6.1. La Azohía

En la Azohía hay que destacar que se producen notables variaciones entre el comportamiento del abanico y el comportamiento de la rambla, que viene controlado por el confinamiento del canal en la rambla y la pérdida de este confinamiento en el abanico. Esto hace que la forma del canal y sus dimensiones sean distintas, así como la manera en la que responden ambos sistemas a las variaciones del caudal en los distintos periodos. Otra de las características más destacadas en La Azohía es que en el canal ordinario en el abanico se produce un comportamiento anómalo de una gran mayoría de los parámetros hidráulicos.

Las medidas de las dimensiones de los canales y el abanico son datos que se tomaron en el campo. La anchura se mantiene casi constante a lo largo de la rambla ya que se encuentra confinada por los relieves circundantes. La anchura de la lámina de agua aumenta mínimamente durante los periodos de retorno de 100 y 500 años, adaptándose al relieve que se encuentra ligeramente más separado. En el abanico, la anchura de la lámina de agua aumenta significativamente desde la zona proximal hasta la distal, ya que el flujo se reparte por parte de la extensión del abanico. La profundidad en la rambla depende también de los relieves confinantes, pero tiende a ser

mayor en las zonas más estrechas. En la rambla tiende a disminuir la profundidad de aguas arriba a aguas abajo y a aumentar ligeramente la anchura, por la forma de los relieves. En el abanico, en el DPH, se produce un comportamiento anómalo, la profundidad aumenta y la anchura disminuye. Mientras que en los periodos de retorno de 100 y 500 años disminuye la profundidad y aumenta la anchura en el canal, de aguas arriba a aguas abajo.

En La Azohía, la dirección de la corriente se encuentra controlada por los relieves próximos y estos a su vez, por la tectónica de la zona. La rambla tiene una dirección SSW y el abanico SW. La zona inundable se localiza en el canal principal para el DPH y en los periodos de retorno, el flujo podría llegar a cubrir casi todo el abanico.

Se ha calculado el tamaño de grano a partir de los valores de rugosidad equivalente y se ha comprobado su resultado con datos de campo. Los tamaños medios de grano son gravas, en general, entre 4 y 6 cm. El tamaño de grano tiende a decrecer a lo largo de la rambla ya que hay sedimentación diferencial de los tamaños más grandes por pérdida de energía. Esta energía funciona a pulsos debido a las condiciones del canal. Sin embargo, aumenta en el abanico, debido probablemente a que se produzcan procesos de removilización, erosión y lavado sobre todo en el canal.

La pendiente del fondo del canal es un parámetro constante (0,016 m/m) en el modelo. Se han estudiado las variaciones de la pendiente de la línea de energía a lo largo del sistema. En el DPH no hay grandes diferencias entre ambas, ni entre la rambla y el abanico. Tiende a disminuir ligeramente en las zonas de remanso. En los periodos de retorno de 100 y 500 años, la pendiente de la línea de energía tiende a disminuir, más lentamente en la rambla y en las zonas proximales del abanico y de manera brusca en las medias y distales. La tendencia general en la rambla y en el abanico, desde aguas arriba a aguas abajo del sistema, es que si aumentamos tanto anchura como profundidad, tiende a disminuir la pendiente. El abanico en el DPH presenta un comportamiento contrario al variar la pendiente con la profundidad ya que el flujo no desborda del canal.

La velocidad del canal se mantiene prácticamente constante, aumentando ligeramente en las zonas de estrechamiento. En el abanico en el canal ordinario (DPH) aumenta la velocidad del canal ligeramente, en las zonas medias presentando un comportamiento anómalo. Para los periodos de retorno de 100 y 500 años decrece bruscamente debido al aumento de la dispersión de flujo. Con el aumento de la anchura y la profundidad tiende a decrecer la velocidad, de aguas arriba a aguas abajo en la rambla y en el abanico.

La velocidad total es similar a la del canal en la rambla, ya que al encontrarse limitada por relieves no permite que el flujo salga del canal. En el abanico la velocidad total es similar a la del canal en el DPH ya que todo el flujo discurre por el canal. En los periodos de retorno de 100 y 500 años, las zonas proximales tienen mayor velocidad de canal que la velocidad total, mientras que en la zona media del abanico la velocidad del canal es menor que la total, ya que hay más profundidad en el canal. La velocidad de corte en la rambla es permanece casi constante al igual que la velocidad total y la del canal. Es cada vez mayor desde el DPH hasta el periodo de retorno de 500 años. En el abanico para el DPH se mantenía constante como en la

rambla, pero en los periodos de retorno de 100 y 500 años disminuye de manera abrupta, debido al aumento de la anchura. Al tener un tamaño de grano bastante grande, la velocidad de caída de la partícula suele ser elevada.

A lo largo de las secciones en el DPH las tensiones de corte mantienen un valor bastante constante, tanto para la rambla como para el abanico, ya que se ciñe al canal principal. Los valores de tensión en el canal ordinario del abanico son relativamente altos y posiblemente muestran alguna alteración. Este canal tiene una anomalía y no se comporta de manera natural. Muestra valores de capacidad de arrastre mayores y por tanto la tendencia que seguirá es la de erosionar y encajar su cauce. En los periodos de retorno de 100 y 500 años presentan algunos picos en las zonas de estrechamiento (975 m). A lo largo del abanico las tensiones de corte tienden a disminuir, debido a que hay menos fuerza sobre el fondo. Esta disminución en los periodos de retorno de 100 y 500 años en el abanico, se debe a que es una zona de depósito, mientras que en la rambla aumenta al ser una zona de transferencia.

El estudio del régimen de flujo por medio del número de Froude muestra valores menores a 1 en la rambla y el abanico para el DPH, lo que indica un flujo subcrítico. Sin embargo, en los periodos de retorno de 100 y 500 años, esta variable se encuentra alrededor o por encima de 1, luego el flujo es crítico o supercrítico, típico de avenidas. El estudio del número de Reynolds caracteriza el flujo como turbulento. Los valores son ligeramente inferiores en la rambla. En el abanico aumentan hacia las zonas distales.

El estudio de los coeficientes de fricción y de Chezy nos muestra un sistema bastante resistente, debido a que el tamaño de grano es grueso. Desde aguas arriba a aguas abajo, si disminuye la profundidad y aumenta la anchura, el coeficiente de fricción aumenta, es decir aumenta la resistencia al flujo. El coeficiente de fricción con la pendiente tiende a aumentar cuando aumenta la pendiente en la rambla y a disminuir en el abanico. El coeficiente de Chezy muestra resultados opuestos pero con el mismo significado.

El tipo de transporte dominante en este sistema es la carga de fondo y el fondo es hidráulicamente rugoso. Se ha estudiado por medio del número de Reynolds de partícula, que presenta valores en los cuales el fondo es rugoso. En la rambla, desde aguas arriba a aguas abajo, cuando aumenta el n° de Reynolds de partícula tiende a tener menos resistencia. En el abanico ocurre lo contrario, al aumentar el n° de Reynolds de partícula desde aguas arriba a aguas abajo, también aumenta la resistencia. El estudio de la subcapa viscosa y su relación con el tamaño de grano muestra valores superiores a 1, lo que quiere decir que el fondo es hidráulicamente rugoso. El número de Rouse tiene valores superiores a 3, en la mayor parte de las secciones, indicando que el transporte es carga de fondo. Este mismo resultado se obtiene al comparar los valores de tamaño de grano y tensión de corte.

El caudal total en cada periodo era uno de los parámetros de partida del modelo. Los valores del caudal total y del caudal en el canal principal se mantienen constantes en la rambla y en el abanico durante el DPH, porque el flujo se mantiene en el canal, mientras que en el abanico para los periodos de retorno suele ser menor en el canal, ya que parte del caudal desborda. Se han calculado valores de carga de sedimentos para los distintos valores de caudal en el canal.

Estos cálculos se han efectuado por diferentes métodos para aproximarse lo más posible al valor real. Al comparar los valores de caudal en el canal y de carga de sedimento, desde aguas arriba a aguas abajo, obtenemos que al aumentar el caudal aumenta la carga de sedimentos, ya que el flujo tiene más fuerza. Cabe destacar que en el cálculo de la carga se han obtenido secciones en las que no se produce transporte del tamaño de grano medio obtenido, ya que la tensión de corte era menor que la tensión de corte crítica para que comience el movimiento.

La potencia de La Azohía suele ser media-alta, para poder mover un tamaño de grano relativamente grueso. En el DPH, la potencia específica total y en el canal es la misma ya que todo el flujo discurre por este canal. Sin embargo, en los periodos de retorno de 100 y 500 años tienen comportamientos distintos. En la rambla, aún con saltos, el valor de la potencia específica tiende a decrecer lentamente. En el abanico, aumenta ligeramente en las zonas proximales, para decrecer progresivamente y de manera más abrupta en las zonas medias y distales. Este comportamiento es similar para la potencia total. La energía aumenta en la rambla con el aumento del caudal para los tres periodos. Aunque en la zona del abanico sigue teniendo la misma tendencia se encuentra enmascarada ya que el flujo se expande fuera del canal. Además la energía que se genera tiende a ser menor o igual a la que presentaba en la rambla y a estar más dispersa. Además, al aumentar la energía se puede transportar mayor cantidad y tamaño de grano de carga. Esta tendencia se mantiene bien definida tanto en la rambla como en el abanico. Al comparar el tamaño de grano y la potencia específica el tipo de canales mayoritarios en La Azohía son simples o con escasas barras.

A lo largo del estudio hidráulico de este sistema han destacado los resultados obtenidos en algunas de las secciones, como la 975 y la 350 m. En estas secciones suelen encontrarse los valores más elevados de varias variables, como el tamaño de grano, la velocidad, la potencia. Estas secciones se corresponden con zonas de estrechamiento del canal o de la rambla. La sección 975 m que se encuentra en la rambla es la sección que presenta los picos más acusados.

Es importante destacar las diferencias entre el comportamiento hidráulico de la rambla y el del abanico, muy bien diferenciados. El comportamiento de la rambla se ve totalmente controlado por el confinamiento de su cauce y por tanto, la escasa variación que puede sufrir la anchura, teniendo entonces que suplir esto con cambios en otras variables, como la profundidad, velocidad, tensión de corte, potencia, etc. Sin embargo, el abanico está controlado por la expansión del sistema, aunque el canal ordinario presenta una alteración que se explica a continuación.

En general, la rambla en el canal ordinario y en los periodos de retorno parece comportarse de una manera natural. Sin embargo, el canal ordinario en el abanico presenta un comportamiento totalmente opuesto al de los periodos de retorno de 100 y 500 años y a la rambla. Esta anomalía se ha detectado en el cálculo y la comparación de varias variables, como anchura, profundidad, velocidad media, coeficiente de fricción, coeficiente de Chezy, tensión de corte y potencia.

Las hipótesis posibles a este comportamiento parecen centrarse en las modificaciones antrópicas sufridas por el sistema. Una posibilidad es la construcción de estructuras a lo largo

del canal aguas arriba que provoque variaciones en las aguas superficiales. Estudiando la rambla de aguas arriba de la zona de estudio no se han encontrado estructuras significativas que pudieran provocar esta anomalía. También pueden haberse producido modificaciones en el canal utilizando retroexcavadora, aunque en las fotografías aéreas de las que se dispone no se han observado importantes cambios en el canal por este motivo. Sí se ha observado un crecimiento de los depósitos laterales al canal en la zona media del abanico, que ha producido un estrechamiento del mismo, aunque puede haber sido la respuesta a otras variaciones antrópicas (Fig.7.8.). En la zona proximal y media del abanico se han observado depósitos de escombreras que han podido provocar variaciones en los momentos de avenidas recientes que hayan podido desajustar el funcionamiento del barranco. También las propias avenidas que se producen en el sistema pueden desajustar algunas variables, como la pendiente.

Otra hipótesis es la influencia de la extracción de las aguas superficiales o subterráneas del acuífero de La Azohía (197) en la rambla superior y en el abanico. Con la sobreexplotación de este acuífero se produciría la bajada del nivel freático y el agua solo se concentra, por lo tanto en el cauce ordinario, con lo que al tener una mayor capacidad de arrastre, se erosiona más, se encaja más y pierde su relación con la anchura, como se observa en la figura 8.7. Esta última hipótesis parece ser la más consistente debido a que la zona presenta una importante sobreexplotación del acuífero, con un gran número de pozos que se abastecen de él. En 2004 se le declaró acuífero sobreexplotado y se están intentando planes de ordenación con un acuerdo de la Confederación Hidrográfica del Segura, del año 2009

Es lógico, por lo tanto, que en esta zona se produzca aumento del tamaño de grano, ya que se produce una fuerte erosión y lavado, debido al aumento de energía en el canal, llevándose los finos y dejando los tamaños más gruesos. Habría que pensar que este cambio afectaría sobre todo a las crecidas ordinarias, frecuentes, de baja magnitud y muy efectivas para lavar el material año tras año.

8.6.2. Las Moreras

El estudio de Las Moreras se ha realizado solo en la parte inferior de la rambla y en el abanico. La primera conclusión destacable es que la rambla está menos confinada que el abanico, que presenta un canal muy incidido. Esto va a hacer que su comportamiento hidráulico tenga diferencias en ambas zonas y con respecto al sistema de La Azohía.

La profundidad y la anchura disminuyen y aumentan en varias zonas de la rambla, mientras que en el abanico, la anchura permanece bastante constante y la profundidad es la que presenta mayores variaciones, debido a la incisión del canal. En general ambas variables tienden a aumentar aguas abajo, tanto en la rambla como en el abanico.

La tectónica controla en gran medida la orientación del curso fluvial en la rambla y en el abanico de Las Moreras. La rambla tiene una dirección aproximada E-W, mientras que el abanico sigue la dirección N-S. El área inundable se centra sobre todo en la zona del canal principal en

la rambla y en el abanico, para los periodos definidos. Se producen más desbordamientos en la rambla que en el abanico, ya que el canal está menos incidido, como muestran los datos de anchura y profundidad.

El cálculo del tamaño de grano se ha realizado a partir de su relación con la rugosidad específica. El tamaño de grano medio varía entre 6 y 8 cm, ligeramente superior que en La Azohía. El tamaño de grano tiene una clara tendencia a incrementarse desde aguas arriba hacia aguas abajo, tanto en el DPH como en los periodos de retorno de 100 y 500 años. Esto se debe a que se la importante erosión y el lavado que se genera tanto en la rambla como en el abanico, que se lleva los materiales más finos y deja los gruesos.

El valor de la pendiente del fondo es un parámetro fijo del modelo y es de 0,009 m/m. La pendiente de la línea de energía no presenta grandes variaciones en los periodos de estudio, manteniéndose entre 0,001 y 0,01 m/m. Siempre es ligeramente superior en la rambla que en el abanico. Desde aguas arriba a aguas abajo, en la rambla y en el abanico, al aumentar la anchura y/o la profundidad, la pendiente tiende a disminuir.

La velocidad del canal en el DPH se mantiene prácticamente constante, aunque con cierta tendencia a disminuir aguas abajo. Los periodos de retorno de 100 y 500 años mantienen un comportamiento similar, con velocidad alta, entre 5 y 7 m/s que tiende a decrecer. En los tramos finales de la rambla y del abanico la velocidad es más baja, entre los 3-4 m/s, aunque continua siendo alta para estos sistemas. Esta velocidad elevada explica un canal tan incidido en el abanico. La velocidad total en el DPH es similar a la velocidad del canal en todas las secciones objeto de estudio. Esto se debe a que en general casi todo el caudal se va a quedar dentro del canal principal, ya que presenta paredes laterales de varios metros de altura. Cuando se estudia como varia la velocidad con los cambios en la anchura y en la profundidad del canal se observa que en ambos casos, tanto en la rambla como en el abanico, cuando la anchura o la profundidad aumentan la velocidad tiende a decrecer. Los valores medios de velocidad de corte en la rambla y el abanico presentan las mismas tendencias que la velocidad total y la velocidad del canal. La relación entre los esfuerzos en el fondo y la densidad del fluido se ve incrementada durante los periodos de retorno. En la rambla esta velocidad tiende a disminuir ligeramente y en el abanico esta disminución es brusca en la zona proximal, recuperándose en las zonas medias. La velocidad de caída de la partícula es bastante grande debido a que el tamaño de grano es grava y por lo tanto necesita velocidades altas para transportarse.

Las tensiones de corte a lo largo del DPH mantienen un valor bastante constante, tanto para la rambla como para el abanico, ya que se ciñe al canal principal, aunque en la rambla son ligeramente superiores a las del abanico y tiene cierta tendencia a decrecer. En los periodos de retorno de 100 y 500 años las tensiones de corte son mucho mayores que en el DPH. Los valores del principio y la parte media de la rambla son más altos que en la parte final de la rambla y el abanico. Estos lugares se corresponden con las secciones pertenecientes a las zonas con infraestructuras antrópicas y a los estrechamientos del canal. En el abanico se observa una rápida disminución en la zona proximal, manteniendo estos valores bajos en la zona media.

El estudio del número de Froude aporta unos valores medios para la rambla y el abanico inferiores a 1 para los tres periodos. Esto significa que el flujo es subcrítico en todo su recorrido.

Solo en algunas secciones concretas en los periodos de retorno de la zona media de rambla los valores del n° de Froude son superiores a 1, es decir, supercrítico y se asocia con velocidades de flujo altas. En ningún caso se produce flujo supercrítico en la zona de abanico. El n° de Reynolds a lo largo de las secciones muestra valores correspondientes a flujos turbulentos. La tendencia general es a disminuir a lo largo de la zona de rambla, desde aguas arriba a aguas abajo, mientras que en el abanico se mantiene constante.

El comportamiento del coeficiente de fricción y de Chezy puede ser algo distinto entre la rambla y el abanico, aunque suele seguir la misma tendencia. Cuando se compara el coeficiente de fricción con la profundidad se observa una tendencia desde aguas arriba a aguas abajo, en la rambla y en el abanico, en la que al disminuir la profundidad o aumentar la anchura, aumenta la fricción. Con respecto a la pendiente de la línea de energía, el coeficiente de fricción tiende a aumentar cuando aumenta la pendiente, desde aguas arriba a aguas abajo. El coeficiente de Chezy muestra resultados opuestos pero con el mismo significado físico.

Los valores obtenidos para el número de Reynolds de Partícula indican un fondo hidráulicamente rugoso. De aguas arriba a aguas abajo, cuando disminuye el n° de Reynolds de partícula también lo hace el coeficiente de fricción, con lo cual cuanto menos rugoso es el fondo se produce menos resistencia sobre él. Por medio de la comparación del n° de Reynolds de partícula y la tensión de corte se deduce que el tipo principal de transporte es de carga de fondo. Además existe una clara tendencia a aumentar esta tensión de corte con el aumento del n° de Reynolds de partícula, ya que la resistencia que tiene que hacer el flujo es mayor al aumentar la rugosidad del lecho. El estudio de la altura de la subcapa viscosa y su relación con el tamaño de grano muestra unos valores muy superiores a 1, luego el fondo es hidráulicamente rugoso. Por último, el n° de Rouse está muy por encima de 3, por lo tanto el transporte es carga de fondo. La relación entre el tamaño de grano y tensión de aportan esta misma información sobre el transporte. Además se ha podido apreciar que desde aguas arriba a aguas abajo, si disminuye el tamaño de grano, la tensión de corte también disminuye.

El caudal total es un parámetro del modelo para cada uno de los periodos de estudio. El cálculo de la carga de sedimento muestra un sistema con una importante potencia de transporte. En algunas de las secciones, sobre todo en el abanico, no se ha obtenido un valor para la carga de sedimento ya que la tensión de corte es inferior a la carga crítica y por lo tanto, en esas secciones no se está produciendo transporte de sedimento con el tamaño de grano medio con el que se trabaja. Cuando aumenta el caudal en el canal (Q_{can}) tiende a aumentar la carga de sedimento desde aguas arriba a aguas abajo. Esta evolución está bien desarrollada a lo largo de la rambla y del abanico para todos los periodos de estudio.

La potencia, en el DPH, la potencia específica total y en el canal es la misma ya que todo el flujo discurre por este canal. Sin embargo, en los periodos de retorno de 100 y 500 años en la rambla los valores de potencia tienden a aumentar aguas abajo, donde se produce más rozamiento. En el abanico el valor de la potencia aumenta en las zonas proximales y disminuye en las zonas medias. Vuelve a aumentar posteriormente en la zona distal. La potencia total presenta las mismas tendencias que la potencia específica. A lo largo de todas las secciones, la energía aumenta con el aumento del caudal desde aguas arriba a aguas abajo. Esta tendencia es más acusada en la zona de rambla que en el abanico. Al aumentar la carga de sedimento,

aumenta la energía necesaria para moverla, tanto en la rambla como en el abanico. Comparando el tamaño de grano y la potencia específica se puede inferir que el tipo de canales en Las Moreras son simples, con algún meandro y escasas barras. De aguas arriba a aguas abajo, cuando disminuye el tamaño de grano también disminuye la potencia que hace falta para mover este grano.

Las características de este sistema, aunque aparentemente normales, se encuentran fuertemente alteradas por la actividad antrópica de la zona. La primera característica que justifica esto es que la rambla no se encuentre apenas confinada y funcione casi como un sistema fluvial, mientras que el abanico no presenta comportamiento de abanico y tiene una canal con una fuerte incisión de varios metros que condiciona todo su comportamiento. El encajamiento del canal en el abanico se observa al comparar la profundidad con la anchura, la velocidad, la tensión de corte o los coeficientes de fricción (Figs 8.27., 8.32, 8.34, 8.37). Se aprecia una separación entre los valores del canal ordinario en la rambla y en el abanico mostrando el fuerte encajamiento en el canal del abanico, con un aumento importante de la profundidad. Sin embargo, en estos mismo gráficos se la anchura en el abanico no presenta casi diferencias ya que todo el sistema de centra en el canal encajado. La velocidad media, aunque es más baja en el abanico, sigue siendo muy elevada para este tipo de sistemas como consecuencia de que todo el flujo se centra en un canal muy constreñido.

De nuevo la influencia antrópica es la causante de las alteraciones de este sistema. A lo largo de toda la rambla y el abanico existen una gran cantidad de infraestructuras que modifican el canal, como puentes y cauces artificiales. La agricultura de la zona ha cubierto de cultivos una gran parte del abanico restringiendo su funcionamiento. Además, sus aguas subterráneas están sobreexplotadas.

8.6.3. Nogalte

En el abanico de Nogalte no se han podido realizar el estudio hidráulico, pero por medio de la bibliografía se ha podido aproximar de una forma menos precisa, su comportamiento hidráulico. La bibliografía se centra en los momentos de inundaciones grandes, de alta magnitud, ocurridas en esta cuenca. En 1973 ocurrió una de las inundaciones más importantes, con 2000 m³ de caudal total, del cual un 40% era caudal sólido (López Bermúdez y Gutiérrez, 1983). Algunos autores han realizado modelos hidráulicos reproduciendo las mismas condiciones para averiguar periodos de retorno. Pernía *et al.* (1987) modeliza un caudal para un periodo de retorno de 500 años, 1900 m³/s, que es similar al caudal en la avenida de 1973 de 2000 m³/s. La mayoría de los autores concluye que la impermeabilidad de los materiales de la cuenca, la falta de vegetación y la fuerte pendiente hacen que la retención del suelo sea pequeña y la escorrentía alta. El periodo de retorno de grandes tormentas es de 6 a 7 años para esta zona. La velocidad de la corriente que se produce en la rambla de Nogalte en este momento está asociada con un tamaño de grano medio de 30 mm.

8.6.4. Comparación de sistemas

Entre los sistemas aluviales actuales estudiados se pueden apreciar similitudes y diferencias en su comportamiento hidráulico.

Tanto Las Moreras como La Azohía se comportan aparentemente como sistemas aluviales naturales, con un flujo, en general, subcrítico y régimen de transporte turbulento. En ambos casos el tamaño de grano aumenta en el abanico. Esto podría deberse a un control tectónico o antrópico o a ambos. Se produce un importante lavado y erosión en el abanico que se lleva los materiales finos.

La característica principal de ambos sistemas es que se encuentran muy alterados por la acción del hombre. Esta similitud es la que hace que se produzcan importantes diferencias en el comportamiento de ambos. La Azohía presenta una importante anomalía en el canal ordinario en el abanico, mientras que en Las Moreras la rambla parece funcionar como un canal más abierto, mientras que el abanico tiene un canal principal totalmente confinado que hace que funcione similar a una rambla.

El canal principal en Las Moreras es más ancho y profundo y mejor desarrollado que en La Azohía. Primero porque el sistema es mayor y recibe más aportes y porque está mucho más alterado antrópicamente. La pendiente del fondo es siempre menor en Las Moreras. Al tener un caudal mucho mayor en Las Moreras, tanto para el canal ordinario, como para los periodos de retorno de 100 y 500 años, la velocidad media y de corte y la energía y la capacidad de carga, son siempre mayores que en Las Moreras.

Si comparamos la rambla y el abanico de Nogalte con La Azohía y Las Moreras parece tener unas lluvias más fuertes y unos caudales más grandes para los mismos periodos de retorno. En Nogalte, los materiales de la rambla son más impermeables y se produce más escorrentía y más movimiento de material. Ni en los periodos de retorno de 500 años, se ha llegado a un porcentaje tan alto de carga sólida ni en Las Moreras, ni en La Azohía, como el registrado en las grandes avenidas de Nogalte, para un periodo de retorno de 500 años.

Parte III. COMPARACIÓN ENTRE ABANICOS ANTIGUOS Y ACTUALES

Capítulo 9. Contrastación entre abanicos
antiguos triásicos del NW de la Cordillera
Ibérica y abanicos actuales de Murcia.

9.1. Introducción

En este capítulo se realiza una comparación entre los abanicos del Triásico Superior del NW de la Cordillera Ibérica y las de las ramblas y abanicos actuales del SE de la provincia de Murcia.

El objetivo principal de este capítulo es contrastar los resultados obtenidos entre medios antiguos y recientes, empleando una metodología comparativa en sedimentología, geomorfología, hidrología e hidráulica. Este método también podría servir para comparar y contrastar sistemas de abanicos homólogos, unos, actuales y fuertemente antropizados, y otros antiguos y en condiciones no perturbadas antrópicamente.

9.2. Comparación sedimentológica y geomorfológica

En este epígrafe se van a cotejar las características sedimentológicas y geomorfológicas en ambos sistemas de abanicos. Se analizan las similitudes y diferencias en facies, elementos arquitecturales, descripción de los ambientes sedimentarios y su geomorfología.

9.2.1. Facies

Se han analizado las facies estudiadas en los abanicos triásicos y en los abanicos actuales (Fig.4.30.a, b, c y d; y 7.1.a y b). Son muchas las facies comunes que se encuentran en ambos sistemas, aunque también hay algunas que solo se han encontrado en una edad u otra dependiendo del desarrollo del ambiente sedimentario. En la Tabla 9.1. se resumen las facies descritas y si se encuentran en uno solo de los periodos de tiempo o en ambos.

Tabla 9.1. Facies presentes en abanicos triásicos y actuales estudiados

FACIES	Triásico	Actual			FACIES	Triásico	Actual		
		Az.	Mor.	Nog.			Az.	Mor.	Nog.
Gm	X	X	X	X	Fdef	X			
Gms	X	X	X	X	Bp	X	X		X
Gp	X	X		X	Dm	X			
Gt	X	X			Dtp	X			
Gh	X	X	X	X	Drhizo	X			
Gs		X			Gym	X			
Sm		X	X	X	Gypsar	X			
St	X			X	Gyps	X			
Sp	X			X	Gyl	X			
Sh	X	X	X	X	Gyn	X			
Sl	X	X	X	X	Gyrad	X			
Sep	X				Gyf	X			
Sr	X	X	X	X	GSp	X			X
Fm	X	X	X	X	Se	X	X	X	X
Fr	X	X		X	Mm	X			
Fg	X				Mn	X			
Fn	X				GC	X			

Las facies de conglomerados son más abundantes y casi exclusivas en los abanicos

actuales, sobre todo en La Azohía y algo menos, en Las Moreras y en Nogalte. En los depósitos triásicos son menos abundantes y se centran en el Sector Noroccidental y al W del Sector Central (Cuevas de Ayllón), que se corresponden con las zonas más proximales de los abanicos. La facies Gs solo se observa en el abanico de La Azohía.

La composición de los clastos suele ser cuarzo, cuarcita y rocas metamórficas (gneiss). En La Azohía destaca la presencia de materiales dolomíticos, pertenecientes a los relieves adyacentes. En el Triásico se observa abundante contenido en feldespatos. En general se clasifican como conglomerados polimícticos con matriz arenosa o de microconglomerados. El tamaño de los clastos es ligeramente superior en todas las facies actuales, entre 1,5 y 13 cm, mientras que en el Triásico no superan los 7 cm. Además los centiles son siempre mucho mayores en los abanicos actuales, llegando a 10 cm. La geometría puede ser tanto tabular como lenticular, en el Triásico y en el actual. La imbricación de cantos es muy frecuente en los abanicos actuales, mientras que en el Triásico es ocasional. En general, el espesor de los bancos es mayor en el Triásico; llegando a los 2 m, mientras que en los abanicos actuales no supera los 60 cm.

Las facies de areniscas son mucho más abundantes en los abanicos triásicos, sobre todo en el Sector Central y algo menos en el Noroccidental y en el Suroriental. En los abanicos actuales son poco frecuentes en La Azohía y en Las Moreras. En el abanico de Nogalte se van haciendo más abundantes en las zonas medias y sobre todo, distales del abanico. Las facies con estratificación épsilon (Sep) solo se han observado en el Triásico, ya que los canales de los abanicos actuales no presentan depósitos de meandro desarrollados.

Las areniscas se clasifican como arcosas en el Triásico y como sublitoarenitas a litoarenitas en los depósitos actuales. El tamaño de grano es de muy grueso a grueso en ocasiones es medio, en los materiales actuales y de grueso a muy fino en el Triásico. El espesor de los niveles es siempre superior en el Triásico, varía entre 0,1 a 0,6 m en el actual y 0,2 a 3,7 m en el triásico. La geometría puede ser tabular o lenticular, en ambos abanicos. A techo de las secciones actuales aparecen restos de origen antrópico (ladrillos, cristales) procedentes de la avenidas más recientes.

Las facies lutíticas son muy abundantes en el final de las zonas medias y distales de los abanicos triásicos, que se corresponden con la zona E del Sector Central y el Sector Suroriental. También son muy abundantes en la zona del *playa-lake*. En los depósitos actuales son muy escasas las lutitas. En La Azohía apenas se han encontrado depósitos, salvo algún nivel milimétrico, al igual que en Las Moreras, ya que estos abanicos terminan en un *fan-delta*. En el abanico de Nogalte es donde se han encontrado más depósitos lutíticos, en las zonas distales y en los depósitos endorreicos de *playa-lake*. Salvo las facies de lutitas masivas (Fm) y con ripples (Fr), las demás facies lutíticas solo se han encontrado en el Triásico. Los niveles presentan mayor espesor en el Triásico que en el actual, de 10 cm a 8,0 m en el Triásico y de hasta 1 m en el actual. La geometría es tabular o irregular adaptándose a los relieves preexistentes.

Las facies carbonáticas y dolomíticas son exclusivas de los depósitos triásicos. En los depósitos actuales solo se ha observado alguna lámina milimétrica o algún nódulo en las zonas distales y en el *playa-lake* en el abanico de Nogalte. Ni en La Azohía, ni en Las Moreras, se han desarrollado estos niveles carbonáticos.

Las facies evaporíticas también son exclusivas de los depósitos triásicos. En la zona E del Sector Central y en el sector Suroccidental se puede encontrar una gran variedad de materiales evaporíticos que se describen en el capítulo 4.

Las facies mixtas que se encuentran en ambos periodos son los conglomerados y areniscas con estratificación cruzada planar y los *lag* de cantos.

Las facies conglomeráticas son similares entre el Triásico y en los abanicos de Murcia, aunque en el actual son mayoritarias mientras que en el Triásico son secundarias. Las facies arenosas que son las más importantes en el Triásico, son secundarias en los abanicos actuales.

9.2.2. Elementos arquitecturales

En este epígrafe se van a comparar los elementos arquitecturales descritos para el Triásico y los descritos para los depósitos actuales. Las figuras ilustrativas de estos elementos arquitecturales se encuentran en los capítulos 4 y 7: Figs.4.37. y 7.3. En la tabla siguiente se resumen los elementos descritos y se señala en que periodo se han observado.

Tabla 9.2. Elementos arquitecturales en los abanicos triásicos y actuales estudiados

Elementos		Triásico	Actual		
			Az.	Mor.	Nog.
Depósitos de gravedad		X	X	X	X
Canales simples		X	X	X	X
Canales complejos	Formas de gravas	X	X	X	X
	Formas de arenas	X	X	X	X
	Acreción lateral	X			
	Mantos de arroyada	X	X	X	X
	Relleno de oquedades	X			
Llanura de inundación y no confinados	Llan. inundación con/sin paleosuelos	X	X	X	X
	<i>Crevasse Splay</i>	X	X	X	X
	<i>Levee</i>	X	X	X	X
Depósitos lacustres		X			
Llanura lutítica y/o <i>playa-lake</i>		X			X

Los depósitos de gravedad y *debris flow* (SG) son muy abundantes en los abanicos actuales, en las zonas proximales y ocasionalmente en las zonas medias. En el Triásico se

generan ocasionalmente en la zona proximal, aunque no son muy comunes. Por lo tanto, todas las características identificativas de estos elementos están mucho mejor desarrolladas en los abanicos actuales.

Los canales simples (CH) también son comunes tanto en el Triásico como en el actual, donde sobre todo se observan en las zonas medias y distales de Nogalte. En el Triásico se encuentra a base de la unidad en el Sector Central y en Pradales en el Sector Noroccidental, en la Serie Basal y en lugares dispersos del Mb. Honrubia.

Los canalizadas complejas (WCH) están compuestos por barras y formas de gravas (GB) y de arenas (SB). Las formas de gravas son más comunes en los abanicos actuales, mientras que en el Triásico son las formas de arenas las que se desarrollan ampliamente. Mientras que en La Azohía casi no se desarrollan formas solo de arenas, en Las Moreras, son más comunes y en las zonas medias y sobre todo distales de Nogales, presentan un porcentaje importante.

Los depósitos de acreción lateral (LA) solo se han observado en la Serie Basal a techo de las secciones de Licerías, Montejo y Torresuso, en el sector central. En el Mb. Honrubia se observa en el Sector Central, aunque es escaso. En los abanicos actuales no se han encontrado depósitos de meandro.

El relleno de hoyas de erosión (HO) es muy poco frecuente en el Triásico y en el actual, aunque se han podido diferenciar algunos depósitos.

En las llanuras de inundación de estos sistemas se desarrollan procesos que producen el depósito de materiales no canalizados. Las llanuras de inundación en el Triásico presentan un mayor desarrollo de paleosuelos que los abanicos actuales. Los mantos de arroyada (*Sheetflood*) son los depósitos más abundantes en los abanicos actuales en las zonas medias e incluso distales. En el Triásico también son muy abundantes, aunque no tanto como los depósitos canalizados tanto simples como complejos. Las estructuras de *crevasse-splay* (CS) y de *levee* (LV) se han observado mejor en los abanicos actuales, aunque son escasos, al igual que en el Triásico.

Los abanicos triásicos y el abanico de Nogalte terminan en un sistema endorreico de *playa-lake*. En el Triásico Superior el desarrollo de estos sistemas evaporíticos estuvo muy desarrollada, creándose grandes extensiones salinas. En el abanico de Nogalte se crea una pequeña zona endorreica por el confinamiento tectónico de la cuenca del Guadalentín, sin tener el desarrollo de los *playa-lake* triásicos. En La Azohía y Las Moreras, los abanicos terminan en un fan-delta en el mar.

Los depósitos de charca se han observado en el Sector Noroccidental en el Triásico y en los abanicos actuales solo se han visto charcas en la zona distal del abanico de Las Moreras, debido al taponamiento del canal por arena que arrastra el mar.

El elemento arquitectural en el que más se parecen los abanicos triásicos y los actuales

es en los mantos de arroyada y en los canales simples y compuestos. Localmente aparecen depósitos de *debris flow* en el Triásico que son mucho más abundantes en el actual.

9.2.3. Paleogeografía y geomorfología

En este epígrafe se realiza la comparación geomorfológica y paleogeográfica entre los medios sedimentarios descritos para el Triásico Superior y los descritos para los sedimentos actuales. En ambos casos se trata de depósitos continentales de origen aluvial compuestos por abanicos coalescentes.

Tanto en el Triásico como en los materiales actuales, el basamento está representado por materiales metamórficos. La diferencia principal en el basamento es el que se depositan estos abanicos es que los actuales se encuentran muy condicionados por la tectónica activa de las Béticas, mientras que durante el Triásico estos abanicos se depositaron en una etapa de subsidencia térmica con poca actividad tectónica.

Los depósitos triásicos se han definido como un sistema continental constituido por abanicos aluviales coalescentes que iban a desembocar a una amplia llanura lutítica que evoluciona, gradualmente hacia el centro de la cuenca, a un *playa-lake*. Este mismo medio podría describirse también para el abanico de Nogalte, que es el que se parece geomorfológicamente más a los depósitos triásicos. El abanico de La Azohía y Las Moreras están más menos aislados y desembocan en el mar. La primera diferencia que se observa si se estudia el material de estos abanicos es que el tamaño de grano es mayor en los depósitos modernos que en los antiguos. En todos los abanicos se pueden diferenciar tres zonas geomorfológicas, proximal, media y distal. Mientras que en los abanicos triásicos y en el de Nogalte, que tienen unas dimensiones grandes, cada una de estas zonas está bastante bien delimitada, en Las Moreras y en Azohía, debido probablemente a sus dimensiones reducidas, son más difíciles de diferenciar geomorfológicamente. En la zona proximal aparecen *debris flow* en el actual y canales *braided* complejos en el Triásico. En las zonas medias se observan sobre todo mantos de arroyada en el actual y canales en el Triásico. Por último, en la zona distal, que se caracteriza por tener más llanura de inundación y pocos canales.

Se ha estudiado el tipo de canales que se desarrollan en los abanicos aluviales de ambos periodos. Si comparamos las características de los canales descritos en el Triásico y los actuales la primera diferencia importante que se encuentra es que para el Triásico no parece desarrollarse un único canal encajado, sino que probablemente en los momentos de lluvias había varios canales funcionando a la vez. Sin embargo, en los abanicos actuales destaca la presencia de un canal principal muy bien desarrollado. Al realizar el estudio de la evolución de los abanicos actuales se observa como en la primera mitad del siglo XX debían de tener en funcionamiento otros canales de menor tamaño. Los canales, más del estilo *braided* en abanicos antiguos, parecen no guardar correlación con los canales desarrollados hoy en día en los abanicos actuales, excepto en el típico canal *braided* de Nogalte. Pero si comparamos las fotografías aéreas (Figs. 7.8., 7.13. y 7.18.), puede verse que la transformación es reciente y que existen causas antrópicas en el cambio de patrón del canal. La importante influencia que las acciones humanas tienen

sobre los sistemas actuales, sobre todo en el control y sobreexplotación del agua, hacen que en las últimas décadas se hayan producido importantes cambios en el funcionamiento de estos abanicos.

Los tres abanicos actuales representan sistemas de alta energía que funcionan con carácter episódico en la época de lluvias. El clima de la zona es semiárido y presenta un régimen de lluvias de tipo “gota fría”. Este fenómeno se produce en otoño, cuando el mar Mediterráneo está más caliente que el continente y crea una importante inestabilidad atmosférica. Se generan lluvias muy intensas, de corta duración, con aparato eléctrico, granizo y fuertes vientos. Para el Triásico Superior se ha descrito un clima árido con épocas de lluvias fuertes, que denominan de tipo monzónico (Loope *et al.*, 2001). Estas lluvias son torrenciales y son continuas estacionalmente. Como ya se menciona en el capítulo 4, hay varios autores que han trabajado en el Triásico Superior europeo y han asociado meso-secuencias similares a las presentes en la zona de estudio a cambios en el clima, como (Hornung y Aigner, 2002 y Vollmer *et al.*, 2008). Reinhardt y Ricken (2000) y Sellwood y Valdes (2006) hablan de la existencia de fuertes lluvias durante ciertos periodos del Triásico Superior que controlarían de manera predominante los sistemas continentales.

Durante el Holoceno la actividad tectónica en las Béticas ha sido mucho menor y ha causado menos impacto en la evolución del paisaje. Los abanicos aluviales de la zona del SE de Murcia muestran una historia de agradación, estabilización y desarrollo de calcretas (Alonso Zarza *et al.*, 1998) y agradación distal y apertura de la zona de cabecera (Harvey, 1978, 1990 y Silva *et al.*, 1992). Estas secuencias están inicialmente controladas por la tectónica (Silva *et al.*, 1992), pero el control climático tiene especial importancia en los depósitos más recientes (Harvey, 1990, 1997). La dinámica aluvial está controlada por la efectividad de los eventos de lluvias fuertes, controlando la producción de sedimento y la escorrentía. Se generan entonces lóbulos en las zonas distales, como se ha descrito en el abanico de Nogalte.

Posiblemente la principal diferencia en la morfología y en el medio entre los abanicos triásicos y los actuales es la influencia de la actividad antrópica en los abanicos modernos. A la hora de poder comparar sistemas homólogos antiguos y en estado “natural” y sistemas recientes antropizados hay que tener en cuenta cuanto y en qué manera ha influido el hombre. Además, estudiando los depósitos antiguos se pueden apreciar anomalías de carácter antrópico en los sistemas actuales, como ocurre en este trabajo. Cabe pensar cual habría sido el desarrollo de estos sistemas sin la acción humana y si con ello serían más parecidos a los triásicos, ya que si se observa la evolución de los abanicos actuales (Figs. 7.8., 7.13. y 7.18.), se puede apreciar como en 1956 todavía tenían un comportamiento casi “natural”

9.2.3. Conclusiones de comparativa geomorfología y sedimentológica.

La metodología sedimentológica utilizada en este trabajo para comparar medios antiguos y modernos realizando el estudio de facies, elementos arquitecturales y geomorfología permite establecer similitudes y diferencias entre ambos medios. El método es válido para establecer diferencias entre medios que aparentemente parecen similares. De los tres abanicos actuales estudiados es el de Nogalte el que más se asemeja a los triásicos en una gran parte de sus

características, aunque el comportamiento en la tectónica, el clima y la influencia antrópica, hace también que se produzcan importantes diferencias.

En todos los casos el medio son abanicos aluviales que surgen desde un frente montañoso. En los abanicos triásicos y en Nogalte se suma además que estos abanicos se encuentran en cuencas internas cerradas y forman parte de un conjunto de abanicos coalescentes. Sin embargo, Azohía y Moreras son abanicos sin coalescencia con otros abanicos. Además Nogalte y los abanicos triásicos terminan en un *playa-lake*, mientras Azohía y Moreras lo hacen en el mar por medio de un *fan-delta*.

Las dimensiones de los cuerpos y la distribución de facies son más parecidas entre los abanicos triásicos y Nogalte. Se pueden diferenciar las zonas proximal, media y distal de manera más evidente en Nogalte que en Azohía y Moreras, también porque Nogalte tiene unas dimensiones mucho mayores que los otros dos. En los abanicos actuales son más comunes los depósitos de *debris flow* en la zona proximal y de mantos de arrollada en la medias y ocasionalmente, distales. Suelen presentar un canal principal bien desarrollado que puede estar encajado y no presenta canales secundarios en funcionamiento. En el Triásico son más comunes los depósitos de canal simples y complejos y mantos de arroyada. Además se genera mucha llanura lutítica, que en los medios actuales es prácticamente inexistente.

Analizando los controles climáticos y tectónicos se observa que los abanicos modernos están bastante condicionados a la tectónica regional de las Béticas, mientras que en el Triásico Superior había cierta calma tectónica. De todas maneras, destaca que en ambos casos el control climático es muy importante. En este punto se produce una importante diferencia. Mientras que en el Triásico el clima era muy árido y extremo y se le asocia con lluvias de tipo Monzón, en los abanicos actuales el clima es semiárido con lluvias fuertes y esporádicas de tipo “gota fría”. Esto va a condicionar en gran medida algunos de los resultados sedimentológicos y sobre todo, los hidráulicos que veremos a continuación. Además, la influencia antrópica, inexistente en el Triásico, ha alterado el comportamiento de los abanicos actuales dificultando su comparación.

9.3. Contrastación hidráulica

9.3.1. Introducción

Toda la formulación utilizada para la realización de este trabajo es la que se usa hoy en día para realizar estudios hidráulicos para los sistemas aluviales actuales. Como se ha comprobado, los valores obtenidos en sistemas antiguos con estas ecuaciones dan valores adecuados, aun siendo aproximaciones.

Los objetivos que nos planteamos a la hora de buscar análogos son comprobar cómo varían los distintos parámetros hidráulicos y sus relaciones si se está trabajando con sedimentos antiguos o modernos. Estas comparaciones se van a llevar a cabo por medio de las relaciones definidas por algunos autores para los ríos actuales.

La dificultad que surge a la hora de realizar las comparaciones entre los resultados hidráulicos en sedimentos antiguos y modernos es que la propia metodología seguida para calcular las variables en los sedimentos antiguos hace que muchos de ellos sean dependientes lo que implica que unos están subordinados a otros. Lo que se busca son variables que sean independientes unas de otras para poder ver las diferencias en los resultados. En este epígrafe se van a comparar los resultados hidráulicos obtenidos para el Triásico Superior y para los sedimentos actuales.

9.3.2. Características de los granos y su cálculo

La primera y más importante diferencia entre el Triásico y los depósitos actuales en cuanto a los granos es su tamaño. Esto va a causar variaciones en el estudio de los distintos parámetros hidráulicos. Esto puede suponer una limitación a los resultados obtenidos, aunque no afecta de manera generalizada a todas las variables. Además, la propuesta metodológica de trabajo sigue teniendo validez y precisa de comparaciones entre medios lo más parecidos posibles. En el Triásico el tamaño de grano medio es de arena fina (entre 0,085 y 0,122 mm), mientras que para los abanicos actuales es siempre de conglomerado (entre 22 y 46 mm). En general, los cantos varían de subangulosos, en las zonas más proximales, a subredondeados e incluso redondeados para ambos periodos. La composición de los granos es mayoritariamente cuarzo y cuarcita, aunque en el Triásico se encuentran también granos de feldespato y en los depósitos actuales, carbonatos.

En general se aprecia una misma tendencia en la evolución del tamaño de grano a lo largo del perfil de los abanicos triásicos y de Nogalte, decreciendo el tamaño de grano de aguas arriba a aguas abajo. Sin embargo, en el canal ordinario de Moreras y Azohía, aumenta ligeramente el tamaño de grano aguas abajo, debido a procesos de lavado y erosión favorecidos por alteraciones antrópicas.

9.3.3. Datos asumidos para el cálculo

Los datos asumidos para los dos abanicos comparados de tiempo han sido los mismos. Se han utilizado los valores de viscosidad de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, de gravedad de $9,81 \text{ m/s}^2$ y de densidad del agua de $1,0 \text{ g/cm}^3$. El valor utilizado para la densidad de los materiales en el caso del Triásico es $2,65 \text{ g/cm}^3$, que es el valor de densidad del cuarzo. Para los sistemas aluviales actuales también se ha usado ese valor, aunque hay que poner de manifiesto que, sobre todo en La Azohía, podemos encontrar materiales carbonáticos junto con los cuarzos y cuarcitas. Al no poder diferenciar cuanta cantidad hay de cada componente se ha decidido usar la densidad del más numeroso.

9.3.4. Variables dimensionales y sus relaciones

Es de vital importancia señalar que tanto la anchura como la profundidad del canal ordinario en los abanicos actuales pueden estar alteradas por la actividad antrópica. La profundidad en el Triásico suele ser menor (entre 0,628 y 1,017 m) que en los abanicos actuales (0,25 y 3,32 m), aunque suele parecerse más a la de La Azohía. En el Triásico se mantiene prácticamente constante aguas abajo. En el abanico de La Azohía aumenta de manera anómala y en Las moreras se mantiene bastante constante o tiende ligeramente a disminuir, más parecido este al comportamiento triásico. La anchura suele ser mayor en los depósitos actuales (19,84 y 132,69 m) que en el Triásico (31,47 y 43,90 m). La anchura en la Azohía es más similar a la del Triásico mientras que en Las Moreras es claramente superior. La anchura parece aumentar aguas abajo, sin embargo en los abanicos actuales permanece constante por los procesos de encajamiento en el canal.

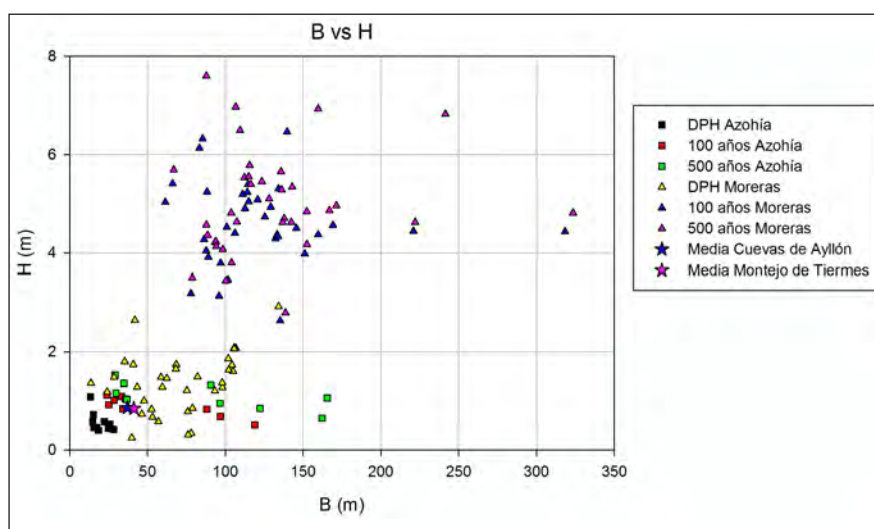


Fig.9.1. Relación entre los parámetros dimensionales de anchura y profundidad para los abanicos triásicos y para los actuales.

La relación que presentan la anchura y la profundidad entre sí puede verse en la figura 9.1. Los valores medios en el Triásico (estrellas) se localizan muy próximos a los valores de Azohía, donde los cambios en estas variables son menos significativos que en Las Moreras. De todas maneras, destaca que los valores del triásico no se asemejan tanto al canal ordinario de Azohía que presenta anomalías, sino a periodo de retorno de 100 años que presenta un comportamiento más “natural”. El área de la cuenca en el triásico debía de ser mayor que en la actualidad y además, los canales estudiados en el Triásico debían de corresponder a zonas medias. En general, La Azohía se parece más al Triásico.

9.3.5. Estimación de la pendiente

La pendiente en los afloramientos Triásicos se calculó por medio de la formulación desarrollada por Paola y Morig (1996). Al utilizar esta metodología se ha asumido que la

pendiente topográfica y la de la línea de energía son paralelas y por lo tanto de igual valor a lo largo del sistema. Los valores medios de pendiente para el Triásico varían entre $1,95 \times 10^{-4}$ y $4,28 \times 10^{-4}$ m/m. En los abanicos actuales, la pendiente del fondo es de 0,009 a 0,016 m/m. La pendiente de la línea de energía varía entre 0,0054 y 0,017 m/m.

La pendiente es mucho menor durante el Triásico (entre $1,95 \times 10^{-4}$ y $4,28 \times 10^{-4}$ m/m) que en la actualidad (la pendiente del fondo entre 0,009 a 0,016 m/m y la pendiente de la línea de energía entre 0,0054 y 0,017 m/m), apuntando a que los abanicos triásicos tienen que ser algo diferentes a los actuales. Algunos autores como Dade y Friend (1994) tendrían dificultades para considerar abanicos a los medios triásicos ya que la pendiente es muy pequeña.

9.3.6. Estimación de las tensiones de corte

La tensión de corte (τ_0) es muy superior en los abanicos actuales ($38,84$ y $173,37$ N/m²) que en el Triásico ($1,97$ y $3,52$ N/m²). Esto se debe a que la fuerza desestabilizadora necesaria para mover una partícula es mucho mayor en la actualidad porque el tamaño de grano es mucho mayor. Sin embargo, la tensión de corte adimensional (τ^*) es menos en el actual (0,11 a 0,76) debido a que la acción del agua sobre el fondo con respecto a la resistencia de la partícula a su movimiento teniendo una alta tensión de corte y un tamaño de grano grande tiene que ser menor, que en el Triásico (1 y 1,5).

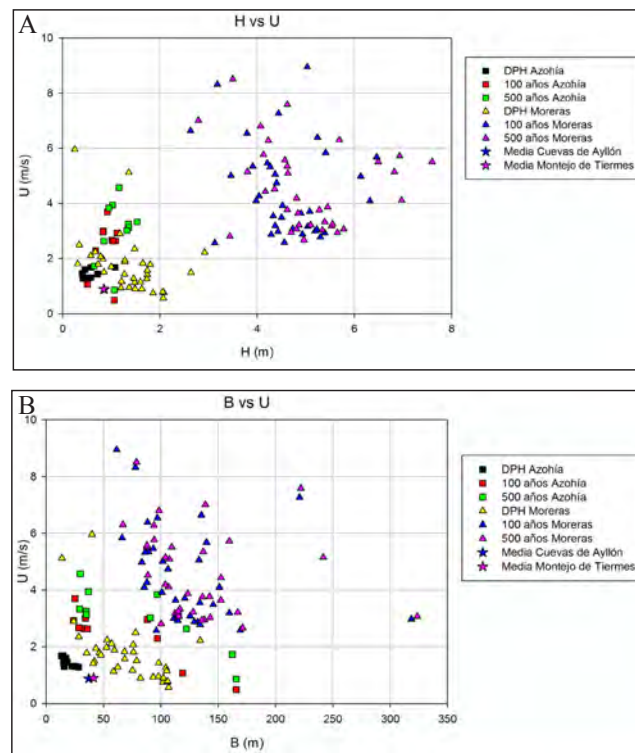


Fig.9.2. Variaciones de la velocidad con las dimensiones del canal A) respecto a la profundidad, B) respecto a la anchura.

9.3.7. Estimación de las distintas velocidades

En los abanicos triásicos, la variable velocidad (U) oscila entre 0,83 y 0,92 m/s, siendo mayor en Montejo de Tiermes que en Cuevas de Ayllón. Estos valores contrastan con los obtenidos para los abanicos actuales con una velocidad en el canal que oscila entre 1,42 y 4,54 m/s, siendo superiores en Las Moreras. En los abanicos actuales la velocidad es mayor en la zona canalizada ya que presenta mayores caudales.

La velocidad de caída de la partícula para el Triásico varía entre 0,005 y 0,013 m/s, siendo ligeramente inferior en Montejo de Tiermes, mientras que en los abanicos actuales varía entre 0,43 y 2,32 m/s. Es lógico que la velocidad de caída del grano en los abanicos actuales sea mucho mayor que en el Triásico ya que el tamaño de grano también lo es.

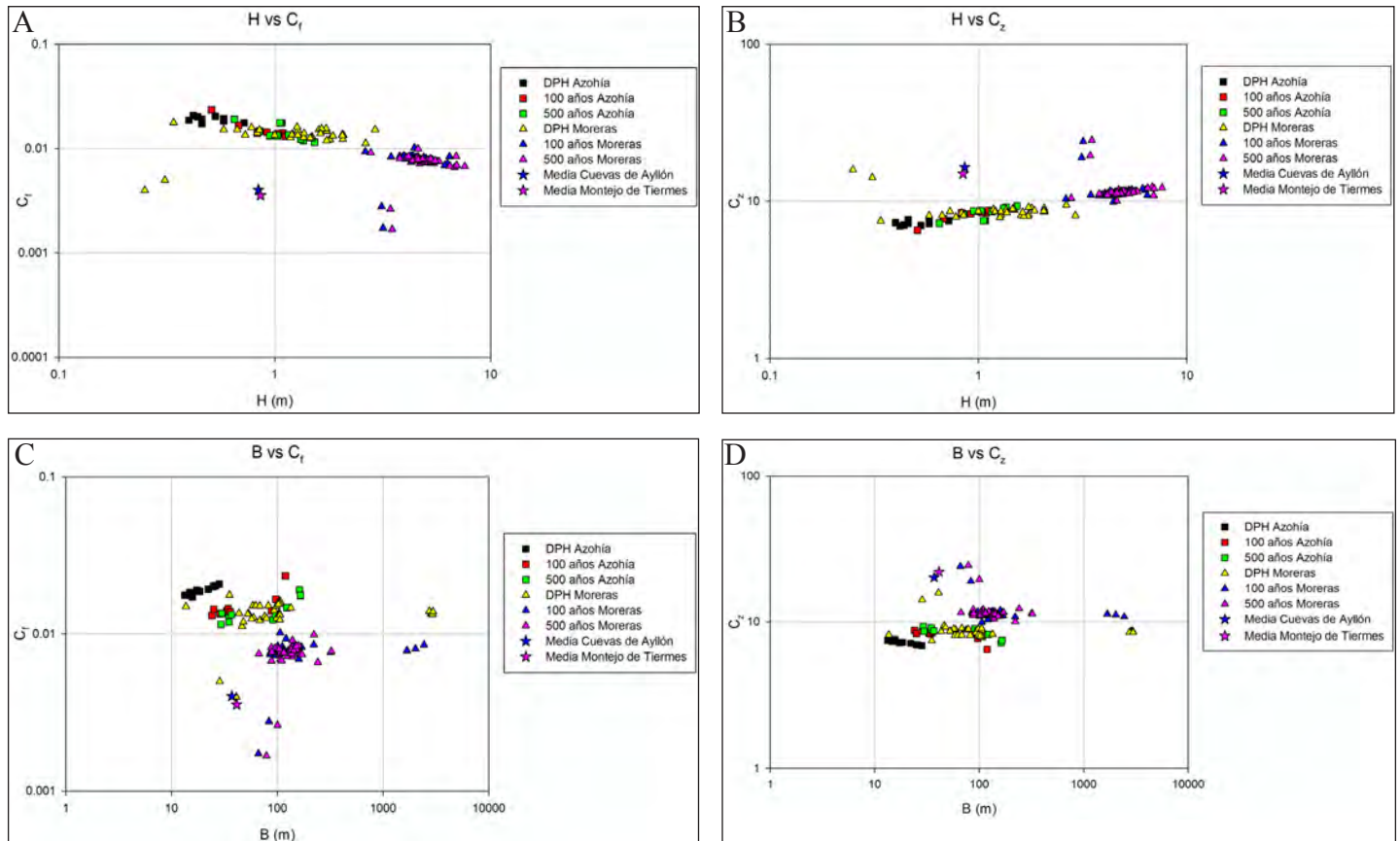


Fig.9.3. Variaciones en el coeficiente de fricción con las modificaciones en A) la profundidad y C) la anchura. Variaciones en el coeficiente de Chezy con B) la profundidad y D) la anchura, para todos los abanicos estudiados.

Los valores medios de velocidad de corte (U^*) para el Triásico fluctúa entre 0,036 y 0,067, siendo mayores en Montejo de Tiermes, en los abanicos actuales fluctúan entre 0,19 y 0,38 m/s. Es lógico que esta velocidad de corte sea mayor en los abanicos actuales ya que es necesario realizar mayor esfuerzo con respecto a la densidad del fluido para mover un tamaño de grano mayor. Comparando los medios antiguos y recientes, se observa que los recientes son más energéticos, como se desprende igualmente del análisis granulométrico. Al comparar la variable velocidad con la anchura y en la profundidad del canal (Fig.9.2.). De todas las

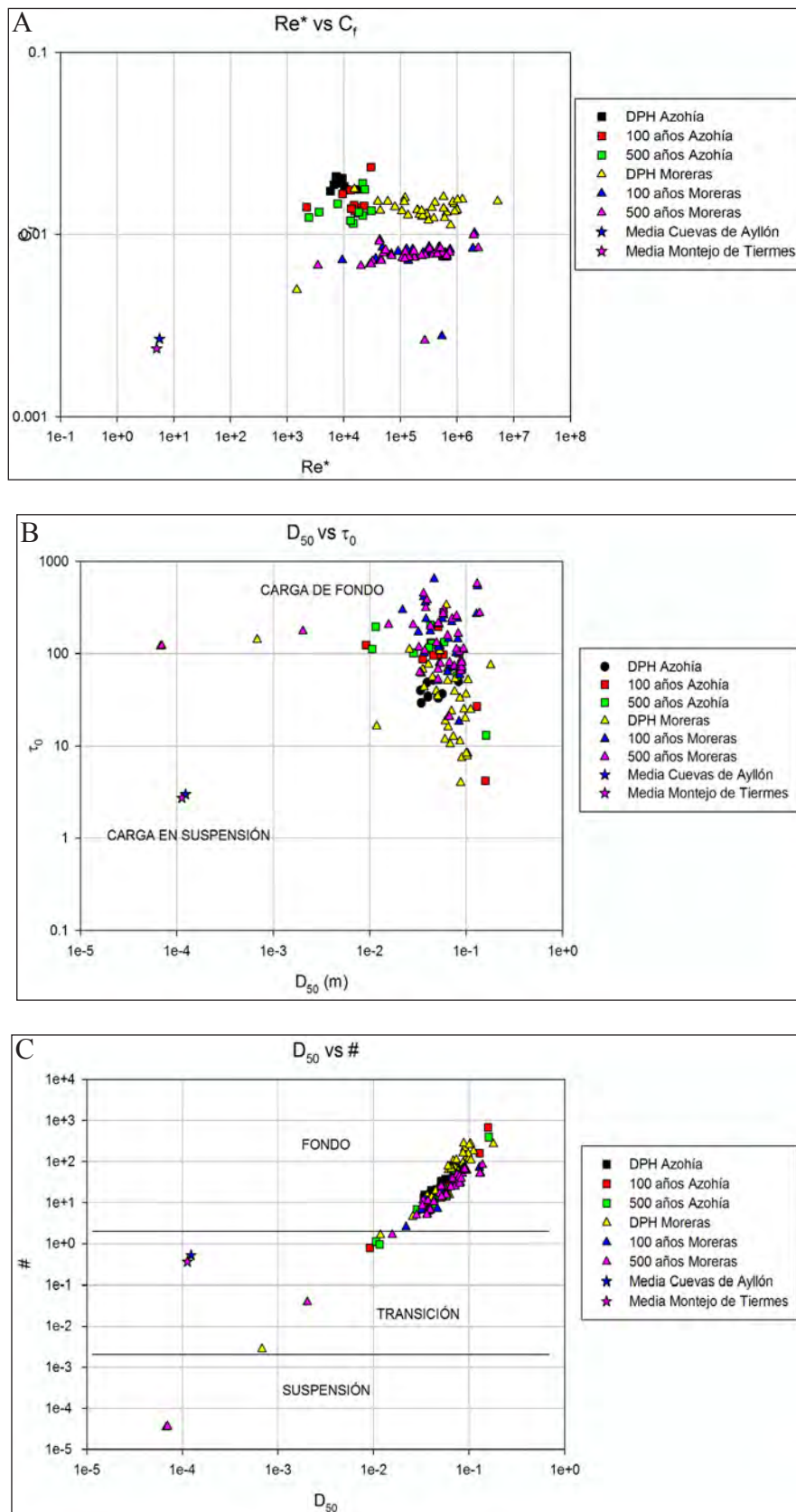


Fig.9.4. A) Variaciones en el n° de Reynolds de Partícula con la fricción. B) El estudio del tamaño de grano con respecto a la tensión de corte informa del tipo de transporte, siendo en suspensión y transición para los abanicos triásicos y de fondo para los actuales; C) Comparando el tamaños de grano con el n° de Rouse obtenemos el mismo tipo de transporte para cada edad.

condiciones modelizadas para los abanicos recientes, son las de canal, más en La Azohía que en Las Moreras, las que mejor se ajustan a los resultados obtenidos en los abanicos triásicos. Esto supone que en realidad no estamos comparando resultados homogéneos entre ambos sistemas, sino más bien el conjunto de datos globales en los medios cuaternarios, con afloramientos de facies de canal.

9.3.8. Estimación del régimen de flujo

Para los afloramientos Triásicos el número de Froude es inferior a la unidad, por lo tanto el flujo es subcrítico. Los resultados para el número de Reynolds son siempre superiores a 2000 en ambos afloramientos, por lo tanto el flujo es turbulento. En general, en los medios cuaternarios el flujo es igualmente subcrítico, aunque se pueden encontrar puntualmente algunas secciones de rambla o de puentes con comportamientos más cercanos al crítico y supercrítico, como ocurre en La Azohía. En cuanto al nº Reynolds, los dos medios, antiguos y recientes, funcionan de igual manera, como flujos turbulentos.

9.3.9. Coeficientes de fricción

Los valores del coeficiente fricción (C_f) son siempre mayores en los abanicos actuales (0,007 y 0,014) que en el Triásico (0,007 y 0,014) ya que al tener mayor tamaño de grano la resistencia al movimiento es mayor. En los depósitos triásicos los valores para este coeficiente son en general bajos, como corresponde a los materiales finos no cohesivos. De todas maneras, al tener el tamaño de grano mayor, el coeficiente de fricción es ligeramente superior en Cuevas de Ayllón que en Montejo de Tiermes.

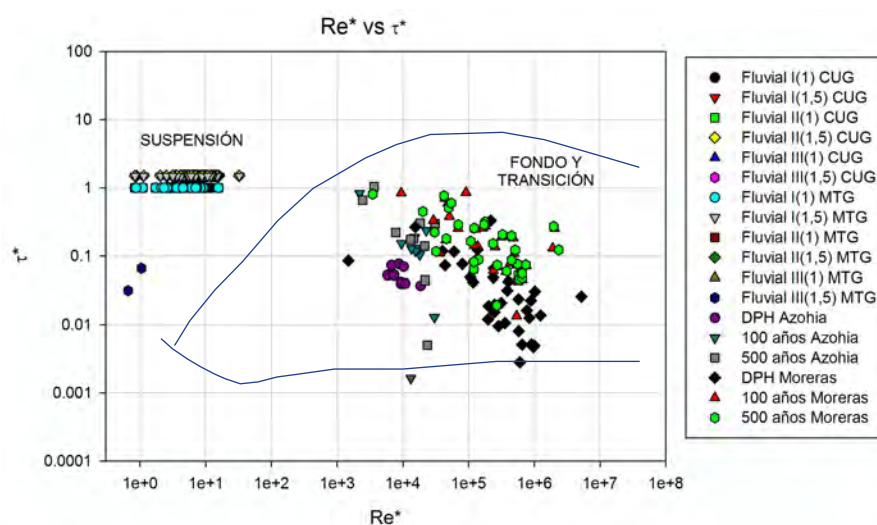


Fig.9.5. Modificación del Diagrama de Shield en el que se describe el tipo de transporte en función del nº de Reynolds de Partícula y la tensión de corte adimensional.

Cuando analizamos los valores del coeficiente de Chezy vemos que los valores que se corresponde con las muestras más resistentes son los más pequeños (7,27 y 11,93) que los Triásico (16,1 y 25), ya que el coeficiente de Chezy es inverso al de fricción. Por lo tanto se corrobora que los abanicos actuales son más resistentes que los triásicos, ya que el tamaño de grano es mucho mayor. Dentro de los triásicos, los de Cuevas de Ayllón son más resistentes que los de Montejo de Tiernas, lo que también apoyaría la hipótesis de que la sección de Cuevas está aguas arriba de la de Montejo.

Se ha estudiado como varían estos coeficientes con los cambios en las dimensiones del canal (Fig.9.3.). En general se observa que las muestras triásicas se presentan un comportamiento más parecido al de Azohía, pero no con su canal ordinario, que presentaba anomalías, sino con el periodo de retorno de 100 años, aunque por supuesto siempre presenta mucho menos valor del coeficiente de fricción y mayor del de Chezy, ya que la fuerza sobre el fondo tenía que ser menor en el Triásico.

Al observar cómo se disponen las muestras triásicas en esta figura 9.3. aportan información sobre si están aguas arriba un afloramiento de otro o si eran sistemas diferentes. En este caso parece indicar que son sistemas de abanicos diferentes pero coalescentes y cercanos entre si.

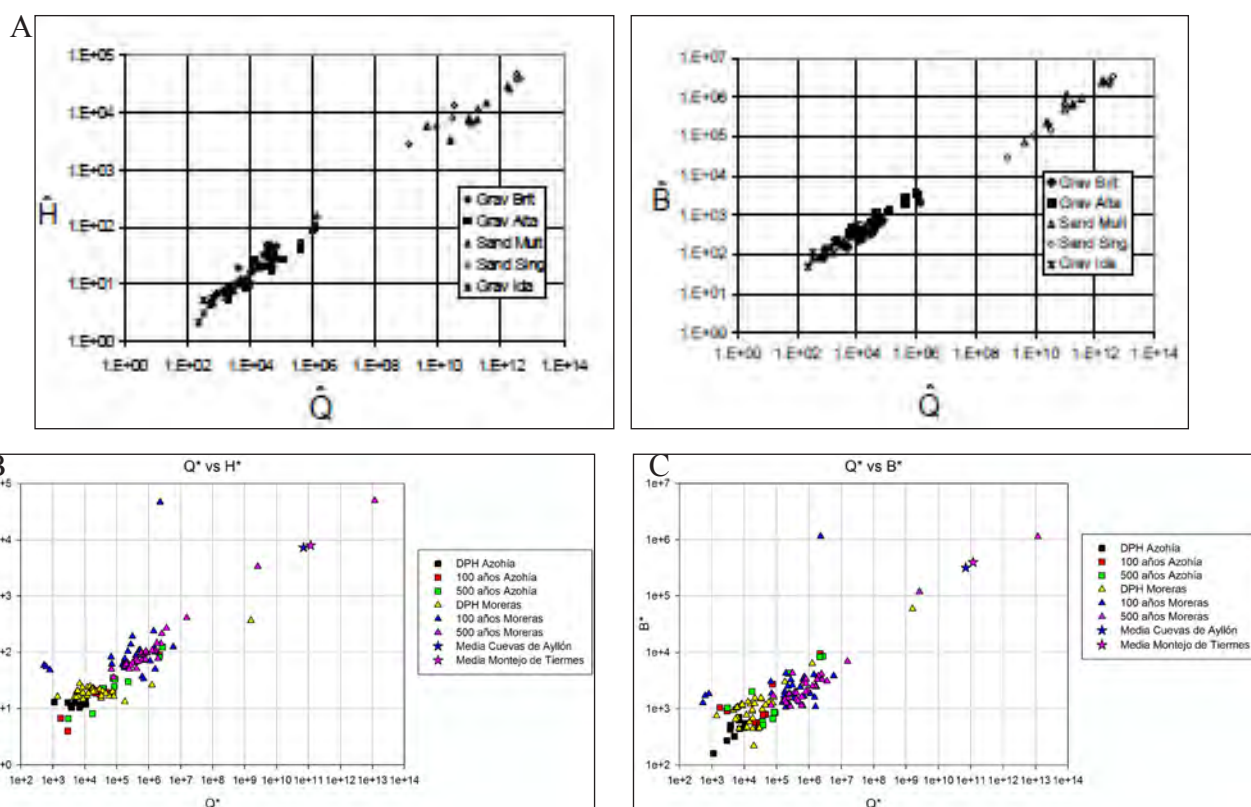


Fig. 9.6. Relación entre el caudal adimensional, la anchura, la profundidad del canal. A) Ejemplos propuestos por Parker (1976). B) Caudal y profundidad y C) Caudal y anchura entre los abanicos triásicos y los actuales.

9.3.10. Mecanismos de transporte y formas de fondo

El nº de Reynolds de partícula es mucho mayor para los depósitos actuales ($1,12 \times 10^4$ y $6,45 \times 10^3$) que para el Triásico (3,25 y 8,70) ya que presenta un mayor tamaño de grano (Fig.9.4.). Esta variable comparada con el C_f indica un fondo mayoritariamente liso y/o en transición entre liso y rugoso, mientras que en el actual es claramente rugoso. Para el Triásico, los valores obtenidos para el número de Rouse (Fig.9.4.) indicarían que el tipo de transporte podría ser en un alto porcentaje en suspensión o en transición, ya que los valores están alrededor de 0,3 ($1,89 \times 10^{-1}$ y $6,21 \times 10^{-1}$). Estos valores indican posiblemente más del 50% en suspensión. Sin embargo, esta variable para los abanicos actuales (5, 58 y 18, 42) informa de que el tipo de transporte es fundamentalmente de fondo. La diferencia entre los abanicos triásicos y los actuales es que los primeros son abanicos de estilo más fluviales, con flujos con mayor carga líquida, mientras que los actuales tienen gran carga sólida y son más viscosos. Esto también justificaría la hipótesis de la influencia del diferente clima de los distintos abanicos.

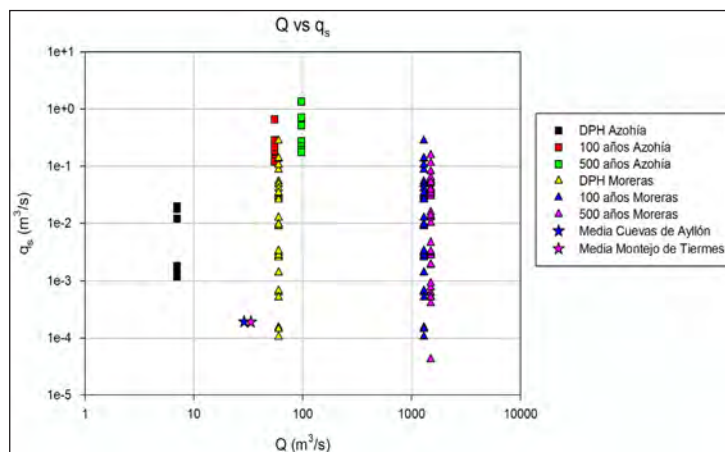


Fig.9.10. Modificaciones en la carga de sedimento con las variaciones en el caudal. Al aumentar el caudal tiende a aumentar la carga de sedimento.

Comparando el tamaño de grano con la tensión de corte y el número de Rouse se obtenemos información del tipo de transporte (Fig.9.4.B y C). El resultado es de vital importancia ya que indican que para el Triásico el tipo de transporte predominantemente era en suspensión mientras que en el actual es claramente de fondo. Si se proyectan los valores de número de Reynolds de partícula y tensión de corte adimensional en el diagrama de *Shield* (Fig.9.5.) se obtiene información sobre el tipo de transporte. Los abanicos actuales se localizarían en el campo del transporte de fondo, mientras que las muestras triásicas se localizan todas en suspensión.

9.3.11. Caudales

Si comparamos los valores del caudal total obtenidos para los abanicos de estudio lo primero que se observa es que los abanicos triásicos ($18,7$ y $3,93 \text{ m}^3/\text{s}$) tienen unos valores mucho más pequeños que en la actual (7 y $1500 \text{ m}^3/\text{s}$). Si lo comparamos con los resultados obtenidos por Parker (1976) comparando los caudales de canales de gravas y de arenas (Figs.9.6.), se

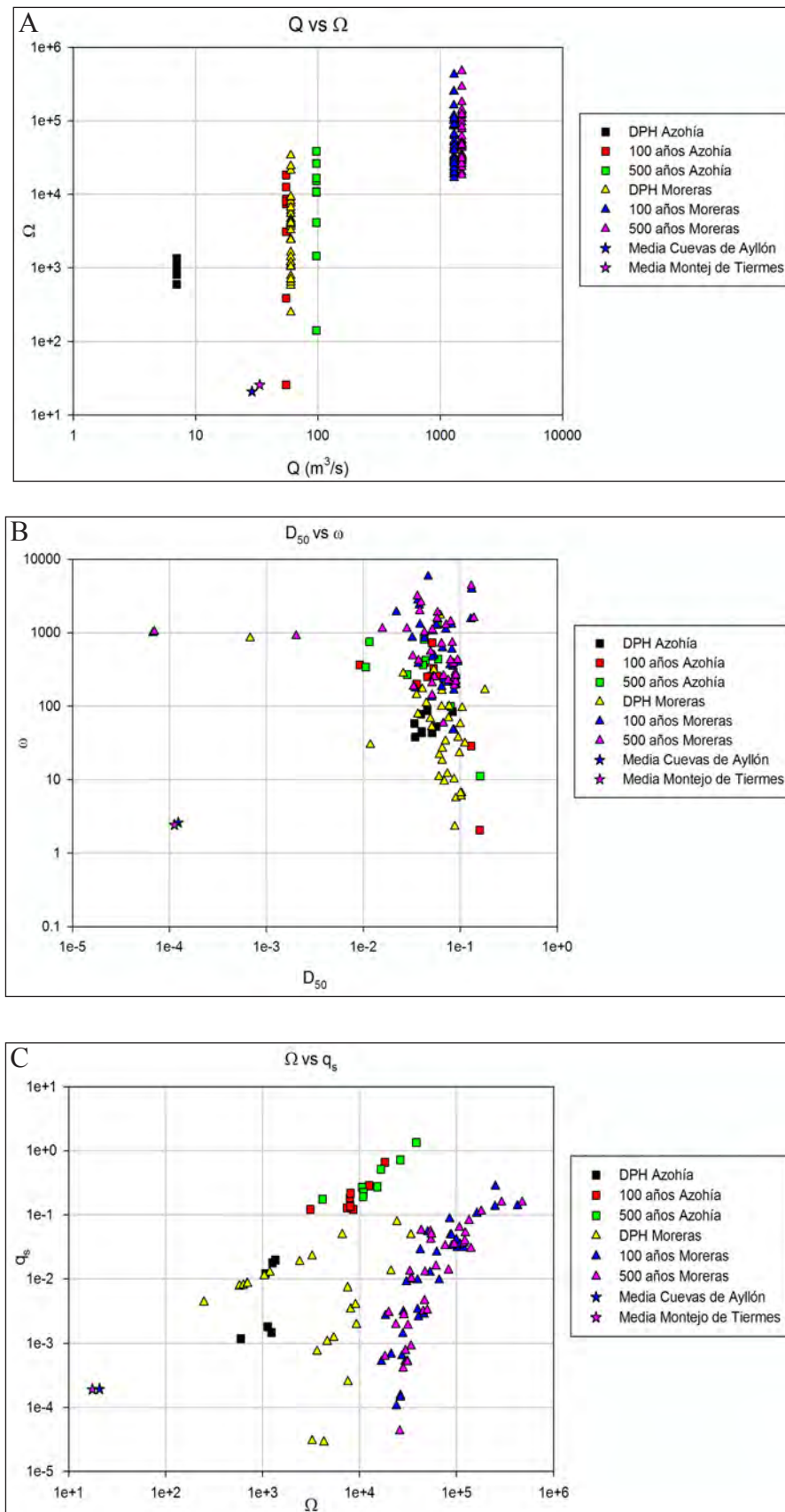


Fig.9.11. A) Variaciones de la potencia hidráulica ante los cambios en el caudal, B) Relación entre el tamaño de grano y la potencia específica, C) Variaciones en la carga de sedimentos con las variaciones de la potencia total.

observa que los de gravas se corresponden con los actuales y los de arenas con los del Triásico. Los valores de carga de sedimento son mayores también en los abanicos actuales ($4,27 \times 10^{-4}$ y $0,18 \text{ m}^3/\text{s}$), ya que tiene mucha más capacidad de transporte al tener caudales mayores, mientras que en el Triásico ($9,51 \times 10^{-5}$ y $2,01 \times 10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$) es mucha menor esta capacidad.

En los abanicos triásicos la comparación entre la carga de sedimento (q_s) y el caudal del canal (Q) indican unos valores moderados. Al igual que en los abanicos actuales, cuando aumenta el caudal también tiende a aumentar la carga de sedimentos, ya que el flujo tiene más fuerza para moverlo (Fig.9.7.). En esta figura se observa que aunque con caudales de sedimento mucho más bajos, los abanicos triásicos se parecen al DPH de Las Moreras y al periodo de retorno de 100 años de La Azohía. Posiblemente esto se debe a las condiciones climáticas, menos carga sólida y más lluvias continuas y suaves es más río, mientras que más carga sólida es más rambla y más torrencial.

Como el Triásico tiene caudales elevados y mueve materiales arenosos el tipo de abanico es más fluvial, con lluvias más continuas y menos intensas que en el actual que son más esporádicas y torrenciales.

9.3.12. Potencia fluvial

La potencia fluvial es mucho mayor en el actual que en el Triásico y por lo tanto el primero es mucho más energético. Los resultados medios obtenidos para el Triásico para la potencia hidráulica total oscilan entre 39,4 y 105 J/s y la potencia específica entre 1,25 y 2,91 W/m². En el actual, la potencia total es de 1070,8 y $8,02 \times 10^4$ J/s y la potencia específica entre 56,52 y 912,9 W/m².

En la figura 9.8.a. se ha comparado el caudal con la potencia total. Se observa que los abanicos triásicos vuelven a parecerse más al DPH de Las Moreras y al periodo de retorno de 100 años de Azohía, aunque la energía es mucho menor. En la figura 9.8.b. se describe la relación entre el tamaño de grano medio y la potencia hidráulica específica. En el Triásico el tamaño de grano era pequeño y la energía que se necesita para moverlo es menor, mientras que los actuales son mucho más energéticos, influyendo además que están confinados para aumentar esta energía. Si comparamos la potencia total con la carga de sedimento (Fig.9.8.) se observa que como el tamaño de grano es mayor en la actualidad, la potencia es mucho mayor y además se mueve una mayor carga de sedimentos que en el Triásico, aunque los medios sean similares.

9.3.13. Conclusiones de comparativa hidráulica

La metodología hidráulica utilizada en este trabajo permite comparar las características de medios homólogos antiguos y modernos. No solamente es válida para completar el estudio

de medios antiguos, sino que además es posible descubrir y comprobar anomalía en medios recientes, como alteraciones antrópicas, por el estudio de los medios antiguos sin alterar.

Los factores climáticos y antrópicos que han afectado a los abanicos actuales estudiados ha provocado una importante diferenciación con los abanicos triásicos, que hace que los dos sistemas no sean totalmente homólogos y por lo tanto surjan ciertos inconveniente en su comparación. Los resultados obtenidos para algunas de las variables como coeficientes de fricción, coeficientes de Chezy o caudales muestran la influencia de las condiciones climatológicas y de lluvia. Como en el Triásico el clima era más árido y el sistema de lluvias se considera de tipo monzón, la lluvias aunque fuertes eran más continuas estacionalmente y hidráulicamente generan un sistema de abanico de tipo fluvial con múltiples canales, de no mucha profundidad, que arrastran el material disponibles, en este caso arenas, con un caudal y una energía moderada. Sin embargo, en los abanicos actuales, que están sujetos a un clima semiárido con lluvias tipo “gota fría”, fuertes y esporádicas, tiene mucha más capacidad de transporte y energía en menos tiempo. Esto causa también mayores velocidades y modificaciones en el canal.

En cuanto a la actividad antrópica, como ya se analizó en el capítulo 8, tanto el canal ordinario de La Azohía, como Las Moreras están alterados y en ocasiones confinados y su comportamiento no es natural, como el que se da en el Triásico.

En todos los abanicos de estudio se dan, en su mayoría condiciones subcríticas y turbulentas, como corresponde a estos medios en un funcionamiento normal. Los abanicos actuales presentan caudales mucho más altos que en el Triásico y con ellos una mayor energía y capacidad de carga. La primera diferencia importante que surge a la hora de estudiar la hidráulica de estos dos sistemas es que el tamaño de grano en los abanicos actuales es conglomerado y en el Triásico es arena y las variables que dependen del tamaño de grano van a ser claramente diferentes, aunque pueden seguir tendencias similares.

Se ha reconocido un fondo hidráulicamente liso para el Triásico e hidráulicamente rugoso para los abanicos actuales, ya que en el Triásico la subcapa viscosa está muy por encima de lo granos, mientras que en la actualidad sucede al contrario.

El tipo de transporte también es claramente diferente. Mientras que en la actualidad todo el transporte es de fondo, en el Triásico una gran parte de la carga estaba en suspensión y un porcentaje muy escaso en fondo.

La carga de sedimento que se transporta es por lo tanto mayor en los abanicos actuales ya que son más energéticos y tienen más capacidad que los abanicos triásicos estudiados.

Parte IV. Conclusiones y discusión

Capítulo 10. Conclusiones y discusión

10.1. Introducción

En este capítulo se resumen las conclusiones obtenidas a lo largo de este trabajo. Se pretende recopilar y relacionar todas estas conclusiones para una mejor comprensión de la zona de estudio. En primer lugar se exponen unas conclusiones generales y posteriormente se desarrollan las conclusiones más relevantes de cada capítulo desarrollado en esta tesis.

La metodología seguida permite caracterizar hidráulica, geomorfológica y sedimentológicamente ambientes antiguos que cuentan con muy escasa información, apenas la contenida en el registro estratigráfico. Con este tipo de análisis se completan los estudios sobre el tipo de sistema fluvial, energía y velocidad de la corriente e incluso con implicaciones climáticas.

La metodología hidráulica utilizada permite caracterizar el medio aluvial (estilos fluviales y tipo de transporte). El estudio paleohidráulico ha permitido caracterizar con mayor precisión el tipo de transporte para la carga de arenas, destacando la importancia del transporte en suspensión para los dos sistemas fluviales descritos.

La contrastación entre el comportamiento de los abanicos antiguos y modernos permite no solo completar información sobre los abanicos antiguos, sino que se han podido detectar anomalías de origen antrópico en los medios actuales, dentro de sus limitaciones específicas.

Se ha realizado el estudio de la estratigrafía del Triásico Medio y Superior del NW de la Cordillera Ibérica, completando la información que ya existía sobre algunas unidades y definiendo y describiendo cuatro unidades nuevas.

Se ha caracterizado el medio marino-costero que se produjo durante el Triásico medio y los abanicos aluviales y el *playa-lake* que se desarrolló durante el Triásico Superior para la zona de estudio.

La caracterización geomorfológica y sedimentológica de los depósitos actuales ha permitido una mejor comprensión de los procesos generadores de estos sistemas aluviales, así como los factores condicionantes (clima, tectónica) y las anomalías que pueden generarse en estos medios.

10.2. Conclusiones estratigráficas del Triásico

El estudio e interpretación de los materiales del Triásico Medio y Superior nos ha permitido completar la descripción e interpretación de las unidades descritas por Hernando (1977). Estas unidades son: Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón, Fm. Areniscas de Carrascosa de Arriba, Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón, Fm. Lutitas y yesos de Valderromán.

Se han definido además nuevas unidades, analizado sus características, localizado con respecto a las unidades ya descritas y se ha estudiado su cronología. Estas unidades de nueva definición son: Fm. Lutitas versicolores de Atalaya y Fm. Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos. Esta última formación se divide, a su vez, en la Serie Basal y en el Mb. Areniscas, conglomerados y lutitas de Honrubia de la Cuesta.

En el estudio de la mineralogía de lutitas se han podido detectar evidencias de procesos de herencia (illita, moscovita, y parte de las cloritas), de transformación (otra parte de las cloritas, las esmectitas y algunas illitas), de meteorización (hematites) y de neoformación (algunas esmectitas y la sepiolita) en la cuenca.

Las conclusiones que se derivan del estudio cronoestratigráfico son:

- A la “Formación Lutitas y Dolomías de Cuevas de Ayllón” la atribuimos edad Ladiniense Superior-Carniense. La presencia de *P. maljawkina* parece indicar una edad Julianiense para la muestra CAN-45, que nos indicaría el techo de la unidad.

- A la “Formación Lutitas Versicolores de Atalaya” la atribuimos al Carniense. La presencia de *P. maljawkinae* parece indicar una edad Julianiense.

- La “Formación Lutitas y yesos de Valderromán” la atribuimos al Carniense Medio-Superior y al Noriense. La presencia de tétradas semejantes a las que presenta el género *Classopollis* pueden ser indicativo de una edad Noriense en la muestra CAS-II.

La correlación de las columnas de campo y los sondeos existentes en áreas próximas, estudiados por Muñoz Recio (1993), ha permitido establecer la distribución y la forma de esta parte de la cuenca para el Triásico Medio y Superior en la zona. Al incorporar los dos sondeos y tomando como datum la Fm. Imón se ha puesto de manifiesto la existencia de un depocentro hacia el N-NE de la cuenca, donde se habrían depositado materiales evaporíticos. También se ha descubierto la existencia de hiatos, que con los datos de superficie no se habían podido observar, entre la “Fm. Atalaya” y “Fm. Riofresnos” y “Fm. Valderromán”. Además, se aprecia que la unidad K1, hacia el centro de la cuenca, se apoya directamente sobre las facies Buntsandstein, faltando todas las unidades del Triásico Medio.

Con los datos estratigráficos y cronológicos se ha correlacionado la zona de estudio con otras zonas de la Cordillera Ibérica. Con esta correlación se ha puesto de manifiesto que las unidades “Lutitas de Cuevas de Ayllón”, “Areniscas de Carrascosa”, “Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” y “Lutitas versicolores de Atalaya” serían correspondientes a los depósitos costeros de la segunda y más importante transgresión del Tethys. Las unidades “Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresno” y “Lutitas y yesos de Valderromán” son los materiales de la parte superior de las denominadas facies *Keuper*, concretamente de la unidad K5 “Yesos de Ayora”, definida por Ortí (1974) para el Triásico Superior de Levante.

La comparación de los materiales descritos para el Triásico Alemán de borde de cuenca con los descritos en la zona de estudio ha permitido apreciar ciertas similitudes. La parte superior del *Muschelkalk* Superior carbonatado y siliciclásticos y parte del *Keuper* Inferior lutítico-carbonático que se produjo en el SW de Alemania equivaldría a las Fm “lutitas de Cuevas de Ayllón”, “areniscas de Carrascosa”, “lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón” y “lutitas versicolores de Atalaya”. Como el mar del Tethys penetra desde el E hacia el W, el *Muschelkalk* en Alemania es más antiguo que en la Cordillera Ibérica. En cuanto a las Fm. Riofresnos y Valderromán serían equivalentes a la parte superior del *Keuper* Medio, es decir las Fm. *Stubensandstein* y *Knollenmergel*, o a parte de ellas. Representarían a los abanicos fluviales que se interdentan con los depósitos evaporíticos del centro de la cuenca.

10.3. Conclusiones geomorfológicas y sedimentológicas del Triásico

- La **Fm. Lutitas de Cuevas de Ayllón** muestra en el área de estudio una gran heterogeneidad en sus facies, incluyendo facies arenosas, lutíticas, dolomíticas, evaporíticas y mixtas. Por su posición estratigráfica le atribuimos una edad Ladiniense Superior. De S a N, la unidad evoluciona desde una llanura aluvial, surcada por canales, a una llanura mareal, que evoluciona desde los medios supramareal a los intermareales mixtos. En la zona E del Sector Central aparecen algunos niveles de yesos, indicando evaporación en algunas zonas de la llanura mareal.

- La **Fm. Areniscas de Carrascosa** en la zona de estudio es fundamentalmente arenosa. Por su posición estratigráfica le atribuimos una edad Ladiniense Superior. En el área más al N y al W del Sector Central se observan depósitos de llanura submareal, en la zona media se desarrolló una llanura intermareal arenosa y al S del Sector una llanura intermareal mixta. En el Sector Suroriental se desarrolló una llanura supramareal a intermareal alta, que es más restringida en la zona SW del Sector Suroriental.

- La **Fm. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón** en la zona de estudio es principalmente lutítica, aunque presenta facies variadas. Por criterios palinológicos le asignamos una edad Ladiniense-Carniense. En la zona W del Sector Central se desarrollaron depósitos de *lagoon*. Al S del Sector Central y en el Suroriental se desarrolló una llanura supramareal. Al W del Sector Suroccidental esta llanura supramareal presenta condiciones de circulación más restringida. En la zona E del Sector Central se generaron depósitos evaporíticos generados en un medio de *sabkha*.

- En la **Fm. Lutitas versicolores de Atalaya** presenta una composición muy heterogénea. Se ha definido por vez primera en este trabajo. Por criterios palinológicos hemos establecido una edad Carniense. Se habría depositado en un medio con condiciones de mayor aridez que la formación anterior, en una amplia llanura lutítica, con abundantes charcas someras y mantos de arroyada. Hay un predominio claro de las facies lutíticas con niveles carbonáticos al W del área de estudio y evaporíticos al E, al E del Sector Central y en el Sector Suroriental. Al E del Sector

Central se desarrollaron niveles de evaporitas que se depositaron en un medio de llanura lutítica salina con influencia costera.

- La **Fm. Lutitas y yesos de Valderromán** es fundamentalmente lutítica y evaporítica en la zona de estudio. Esta unidad se habría depositado en un medio de *playa-lake*, muy bien desarrollado, evolucionando al W a llanura lutítica marginal. Hemos cambiado los límites de esta unidad con respecto a los originales descritos por Hernando (1977). El límite lateral se establece como un cambio de facies que se localiza en la zona del Monte Atalaya. Este nuevo límite separa las facies de lutitas con evaporitas de esta unidad, de las facies de lutitas con terrígenos gruesos de la unidad de Riofresnos. Por las asociaciones palinológicas encontradas la edad de esta unidad va desde el Carniense Superior (Tuvaliense) hasta el Noriense.

- La **Fm. Areniscas, lutitas y conglomerados de Riofresnos** se ha definido por primera vez en este trabajo y se ha dividido en dos subunidades; la Serie Basal y el Miembro Honrubia. Esta Fm. se desarrolla en los tres sectores descritos y representan la evolución de abanicos fluviales localizados en el Sector Noroccidental y W del Sector Central, hacia un *playa-lake* (Fm. Valderromán).

La Serie Basal es principalmente arenosa. Se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta la zona del vértice Atalaya. Le hemos atribuido una edad Carniense Superior (Tuvaliense) por posición estratigráfica.

El Mb. Honrubia es arenoso y conglomerático. Esta unidad se localiza en el Sector Noroccidental y en la zona W del Sector Central, hasta la zona del vértice Atalaya. Por posición estratigráfica le atribuimos una edad desde el límite Carniense-Noriense hasta el Noriense.

10.4. Conclusiones de estratigrafía secuencial del Triásico

Se ha correlacionado el ciclo transgresivo/regresivo de 2º orden descrito en la zona con los descritos para zonas de la Península Ibérica y otras regiones europeas, en la cuenca de París y con la cuenca germana.

Se han reconocido cambios eustáticos en las formaciones de carácter marino. Las Fms. Lutitas de Cuevas de Ayllón y Areniscas de Carrascosa forman parte del cortejo transgresivo, mientras que las Fms. Lutitas y dolomías de Cuevas de Ayllón y Lutitas versicolores de Atalaya se engloban en el cortejo del nivel del mar alto, con una regresión normal. Entre ambos cortejos sedimentarios se ha diferenciado la superficie de máxima inundación, que se encuentra a techo de la Fm. Areniscas de Carrascosa, representada por un *firmground*.

Se han clasificado los depósitos continentales como de baja acomodación por las características de sus asociaciones y estilos fluviales. Se han estudiado las micro, meso y macro-secuencias. Solo en zonas de la llanura lutítica la zona presenta mayor acomodación.

La tectónica es el principal factor que controla las macrosecuencias de la Fm. Riofresnos. El control en las meso-secuencias no está tan claramente definido. Puede ser la tectónica, el clima o, lo más probable, una combinación de ambas. Para confirmar la influencia de la tectónica se han encontrados cambios en el estilo fluvial, así como evidencias hidráulicas en el cambio de pendiente.

10.5. Conclusiones hidráulicas del Triásico

La metodología seguida permite caracterizar la hidráulica de ambientes antiguos a partir de datos de campo y aproximar el valor de algunas variables, que permiten completar información sobre energía, fricción, intensidad y velocidad de la corriente. Es importante destacar la información obtenida en cuanto al tipo de transporte y las formas de fondo.

Para la caracterización del sistema se han empleado ecuaciones semiempíricas actuales y los datos de entrada proceden exclusivamente de los datos de campo, consistentes en el tamaño de grano y la medida de los cuerpos.

Se han definido tres secuencias fluviales para la Fm. Riofresnos: Fluvial I, Fluvial II y Fluvial III, diferenciados sedimentológicamente. Los tres fluviales presentan pocas diferencias, sobre todo el Fluvial I y II.

A partir del estudio de las variables hidráulicas en los afloramientos de Cuevas y Montejo, hemos deducido que ambos afloramiento no pertenecen al mismo sistema, pese a ser la hipótesis de partida, y son dos secciones de abanicos con características similares, pero coalescentes.

Los dos afloramientos no presentan importantes diferencias granulométricas debidas probablemente a que la distancia que los separa es relativamente pequeña, de unos 2-3 Km.

Ambos afloramientos, Cuevas y Montejo, son sistemas *braided*, con carga y energía moderada. Su régimen de flujo es subcrítico y turbulento. Presentan un tamaño de grano de arena fina, que se transporta fundamentalmente en suspensión. Se ha caracterizado el sistema por canales de dimensiones pequeñas, siendo en Montejo de Tiermes siempre de mayor anchura. Los canales son *braided* en transición, caracterizados por presentar tramos de sinuosidad media y un número reducido de barras. Las pendientes, las tensiones de corte son muy pequeñas y similares para ambos afloramientos. El fondo de estos canales sería hidráulicamente liso, con escasa fricción y con algunos *ripples*, pero en general fondo plano.

Se ha conseguido reproducir a escala y validar la configuración y las condiciones de transporte estimadas en la reconstrucción paleohidráulica de los sedimentos del Triásico Superior en facies Keuper, en un tanque de simulación de formas de fondo.

El trabajo con réplicas ha permitido identificar los estadios 3 y 4 del experimento en el Jurassic Tank donde se reproducen las condiciones de flujo que se han obtenido para los afloramientos de estudio. Los resultados obtenidos en las tasas de anchura/altura en los canales en todas las etapas han sido alrededor de 5, que es similar a la de los canales fluviales *braided* actuales. Estos mismos resultados para los *sheets* son siempre superiores a 15, también como ocurre en la naturaleza. Las variaciones en los tamaños de los cuerpos en las diferentes etapas están en relación con las variaciones en la subsidencia y la acomodación del sistema.

La calibración de las ecuaciones hidráulicas permite afirmar que su empleo es posible en series antiguas. Es importante señalar que las variaciones entre los valores obtenidos y los predecibles son debidos a los procesos postdeposicionales sufridos por los sedimentos antiguos.

Los valores de las variables calculadas deberían de considerarse aproximaciones al sistema real debido a las dificultades y los posibles errores que se pueden ir acumulando. La toma de medidas en campo, el uso de los datos dimensionales din descompactar o la dependencia de unas variables con respecto a otras, tiene que ser tomado en cuenta a la hora de interpretar los datos.

Puede pensarse que otros factores externos al sistema, el clima o la tectónica regional, han podido influir en la diferenciación de los estilos fluviales, ya que los que se han diferenciado sedimentológicamente son muy similares en cuanto a su caracterización hidráulica.. Las variaciones estacionales, con épocas de fuertes lluvias seguidas de importantes momentos de sequia debieron de influir en gran medida en la forma y desarrollo de estos sistemas.

10.6. Conclusiones sedimentológicas y geomorfológicas de los abanicos actuales del SE de Murcia.

Las facies más comunes en estos abanicos son las de conglomerados, sobre todo masivos y con laminación paralela. En Las Moreras y en Nogalte cobran importancia las facies de arenas. Las facies lutíticas son muy minoritarias y solo se encuentran tapizando otras formas. Los elementos arquitecturales más importantes en este abanico son los *debris flow*, los mantos de arroyada (*sheet flow*) y los de canal simple y complejo.

La rambla de la Azohía está condicionada por el control tectónico, que modifica los factores topográficos y litológicos y genera una asimetría en la cuenca. En la margen izquierda una red ramificada y en la margen derecha glacis y una nava de gran extensión. Los procesos de erosión principales en esta cuenca son los de escorrentía y lavado.

La comparación de fotografías aéreas de esta rambla ha permitido observar que en 1956 la rambla tenía mucha actividad, con el canal activo y canales secundarios en funcionamiento y zonas de avulsión recientes. El abanico parece tener un funcionamiento en toda su extensión. En 1977 se observa que el canal principal sigue muy activo y más ancho, posiblemente tras el

evento de 1973, manteniéndose las trazas de canales secundarios y avulsiones. Los cambios más importantes se producen posteriores al 2002, con una sedimentación en el canal activo, que se estrecha y constriñe, se pierden las trazas de canales secundarios, y parece no existir funcionamiento en la superficie del abanico. El hecho de que toda la actividad se concentre en el canal puede indicar una pérdida de actividad de la rambla, lo que significaría un menor número de aportes a la zona del abanico.

La rambla de Las Moreras está muy influenciada por el control tectónico de la zona y sobre todo, por las modificaciones antrópicas del sistema. Esto confiere a la cuenca un potencial alto de avenidas, con elevada carga de materiales y un importante volumen de sedimentación en la desembocadura, donde se construye el abanico aluvial. El perfil longitudinal es casi constante a lo largo de todo el tramo estudiado, debido a que la rambla discurre por una zona de glaciares con menor pendiente.

Morfológicamente el abanico de Las Moreras presenta un canal anómalamente profundo y que muestra señales de incisión activa reciente.

En la fotografía aérea de 1956, la rambla presenta una importante actividad. Se observa un canal principal y canales secundarios ocasionalmente activos. El final del abanico tiene pequeñas lagunas y una barra que taponada de manera efímera la desembocadura. Posiblemente, el abanico funcionaba en una gran parte de su extensión. En la foto de 1977 se observa que la zona activa del canal ha tenido una importante disminución y se han producido cambios en la dinámica del abanico. Hay un canal principal encajado y los canales secundarios han desaparecido. La desembocadura sigue taponada por una barra. Tras esa barra se encuentra una laguna que no tiene suficiente fuerza para romper la barra. La fotografía de 2004 muestra que el canal principal, muy incidido, ha sido controlado artificialmente en una buena parte del abanico. No aparece ningún tipo de canal secundario o avulsión. La mayor parte de la superficie del abanico no se encuentra en funcionamiento. Las variaciones en la zona de este meandro provocan una importante disminución de la sección útil en el canal justo en el final de la rambla y el principio del abanico, lo que provoca un confinamiento del flujo que entra en el abanico, con el consecuente aumento de la velocidad y el poder erosivo. La barra de la desembocadura es más ancha y estable que en los años anteriores.

El abanico de Nogalte presenta una morfología bien desarrollada y jerarquizada. Los procesos de sedimentación más importantes son los de inundación en manto y los procesos fluviales. Está condicionado por el control tectónico de la zona.

Presenta un canal principal básicamente recto y con barras longitudinales fijas. En las zonas distales se observan varios lóbulos en los que terminan un gran número de canales distributarios efímeros. El perfil longitudinal del abanico permite diferenciar tres zonas con pendientes diferentes, que se asocian con las zonas proximales, medias y distales del abanico. El carácter impermeable de los materiales metamórficos que forman esta cuenca favorecen la acumulación de agua durante las tormentas, favoreciendo la capacidad de transporte de sedimento muy elevada.

En la fotografía aérea de 1956 se observa un abanico con un canal principal bien definido, que se bifurca en un gran número de canales secundarios. Toda la superficie del abanico podía encontrarse en funcionamiento. En la fotografía aérea de 1977, se observan cambios importantes, sobre todo en el canal principal. La anchura del mismo ha aumentado debido a la avenida sufrida en 1973. La extensión del abanico es aproximadamente la misma que en 1956 y parece seguir activo en toda superficie. Los canales secundarios han perdido importancia. El pueblo de Puerto Lumbreras es considerablemente mayor y ocupa no solo las laderas sino también parte del abanico y del final de la rambla. En la fotografía de 2004, el abanico parece haber perdido una gran parte de sus canales distributarios funcionales. Se sigue observando un canal principal, aunque más estrecho. La extensión del abanico es aparentemente la misma. La ocupación por el pueblo de Puerto Lumbreras y la canalización de la rambla provocan un estrechamiento que hace que aumente la velocidad y la energía del flujo en la zona proximal del abanico encajándose, por la mayor energía, que se disipa en la zona media.

En la zona donde se sitúan las ramblas y los abanicos objeto de estudio se ha producido una importante acción antrópica con la expansión de la agricultura. En la rambla y el abanico de La Azohía la acción antrópica no parece haber sido muy fuerte. A lo largo de la rambla no aparecen infraestructuras importantes, aunque su acuífero se encuentra sobreexplotado. El abanico sí se ha visto afectado por el crecimiento del pueblo de la Azohía. En la rambla y el abanico de Las Moreras la acción antrópica ha sido de vital importancia para su funcionamiento, con múltiples infraestructuras, sobreexplotación de aguas subterráneas y superficiales y un exceso de agricultura. La rambla y el abanico de Nogalte han sufrido cierta presión antrópica con la construcción de canalizaciones subterráneas antes de la salida del abanico y el crecimiento de Puerto Lumbreras y con ello de la actividad agrícola.

10.7. Conclusiones hidráulicas de los abanicos actuales del SE de Murcia.

Se ha propuesto una metodología de trabajo que ha permitido la caracterización hidráulica de los abanicos actuales a partir de unos datos básicos obtenidos en el campo en varias secciones. Utilizando estos datos se ha generado un modelo de funcionamiento del sistema con el programa HEC-RAS.

Esta metodología basada en un modelo de secciones nos permite comprobar el funcionamiento del sistema y diferenciar el comportamiento de la rambla y del abanico. Las variables en las que mejor se aprecia esta diferencia son en las dimensionales y en las que estén asociadas a ellas como los coeficientes de fricción.

10.7.1. Azohía

El abanico de La Azohía ha sido caracterizado como un sistema con flujo turbulento, subcrítico. Es bastante energético y resistente debido a que el tamaño de grano es grueso. El

tipo de transporte dominante en este sistema es la carga de fondo y el fondo es hidráulicamente rugoso.

Los valores de carga de sedimentos son moderados a altos ya que el caudal es elevado. No hay transporte de sedimento en algunas secciones ya que el tamaño de grano es muy elevado para el caudal.

El comportamiento natural de la rambla se ve totalmente controlado por el confinamiento de su cauce y por tanto, la escasa variación que puede sufrir la anchura, teniendo entonces que suplir esto con cambios en otras variables, como la profundidad, velocidad, tensión de corte, potencia.

En el abanico, en el canal ordinario se produce un comportamiento anómalo, la profundidad aumenta, la anchura disminuye, la velocidad aumenta y las tensiones de corte son elevadas. Mientras que en los periodos de retorno de 100 y 500 años el comportamiento es normal y la tensión de corte disminuye ya que es una zona de depósito.

De la comparación de los datos de tamaño de grano medidos en el campo y los calculados teóricamente, se obtiene unos tamaños medios de grano similares (gravas). Decece a lo largo de la rambla ya que hay sedimentación diferencial y aumenta en el abanico, debido probablemente a procesos de removilización, erosión y lavado sobre todo en el canal.

Dentro del comportamiento natural de la rambla se han encontrado cambios bruscos de algunas variables en secciones como 975 y la 350 m, asociados con estrechamiento del canal tanto en el abanico como en la rambla.

En general, la rambla en el canal ordinario y en los periodos de retorno parece comportarse de una manera natural. Sin embargo, el canal ordinario en el abanico presenta un comportamiento totalmente opuesto al de los periodos de retorno de 100 y 500 años y a la rambla. Esta anomalía se ha detectado en el cálculo y la comparación de varias variables, como anchura, profundidad, velocidad media, coeficiente de fricción, coeficiente de Chezy, tensión de corte y potencia. Las hipótesis posibles a este comportamiento parecen centrarse en las modificaciones antrópicas sufridas por el sistema. Como hipótesis principal se baraja la modificación del cauce por retroexcavadora y la sobreexplotación de las aguas superficiales y subterráneas que depriman el nivel freático. Por tanto, en el canal ordinario se produce un aumento del tamaño de grano, ya que se produce una fuerte erosión y lavado, debido al aumento de energía en el canal.

10.7.2. Moreras

En el abanico de Las Moreras se dan las condiciones de canales naturales en régimen normal, subcríticos y turbulentos, con pendientes pequeñas. Cuando se encuentra en funcionamiento el sistema es muy energético. Los caudales son elevados y presenta una

importante capacidad de transporte de sedimento. El fondo es hidráulicamente rugoso y el tipo de transporte predominante es de carga de fondo.

La rambla presenta un comportamiento de canal no confinado, con cambios en algunas de las variables que no son típicos de este tipo de sistemas.

En el abanico, el canal se encuentra muy encajado. Esto se refleja en el resultado de algunas variables como la velocidad que es alta en el abanico o la gran profundidad y la anchura constante.

Se ha descubierto la incapacidad del flujo para realizar transporte de carga en algunas secciones del abanico ya que la tensión de corte es inferior a la carga crítica y por lo tanto, en esas secciones no se está produciendo transporte de sedimento con el tamaño de grano medio con el que se trabaja.

Se han detectado procesos de erosión y lavado en el abanico, produciéndose un aumento en el tamaño de grano desde aguas arriba hacia aguas abajo, tanto en el DPH como en los periodos de retorno de 100 y 500 años.

Se han detectado cambios en la variable tensión de corte, con valores muy elevados. Pueden suceder por causas naturales en estrechamientos del canal o por las zonas con infraestructuras antrópicas.

La rambla está menos confinada que el abanico, debido a la influencia antrópica, presentando un canal muy incidido y va a condicionar su comportamiento hidráulico. El encajamiento del canal en el abanico se observa al comparar la profundidad con la anchura, la velocidad, la tensión de corte o los coeficientes de fricción. Se aprecia una separación entre los valores del canal ordinario en la rambla y en el abanico mostrando el fuerte encajamiento en el canal del abanico, con un aumento importante de la profundidad. Sin embargo, la anchura en el abanico no presenta casi diferencias ya que todo el sistema de centra en el canal encajado. A lo largo de toda la rambla y el abanico existen una gran cantidad de infraestructuras que modifican el canal, como puentes y cauces artificiales, la agricultura está muy extendida sobre el abanico y las aguas superficiales y subterráneas están sobreexplotadas.

10.7.4. Comparación entre abanicos

Tanto Las Moreras como La Azohía se comportan aparentemente como sistemas aluviales naturales, con un flujo subcrítico y régimen de transporte turbulento. El tamaño de grano aumenta en el abanico, debido al control tectónico o antrópico o a ambos, que producen un importante lavado y erosión en el abanico que se lleva los materiales finos.

La característica principal de ambos sistemas es que se encuentran muy alterados por

la acción del hombre. En La Azohía se produce una importante anomalía en el canal ordinario en el abanico y en Las Moreras la rambla funciona como un canal más abierto y el abanico restringe su funcionamiento a un canal principal muy confinado que hace que funcione similar a una rambla. Además, el canal principal en Las Moreras es más ancho y profundo y mejor desarrollado que en La Azohía, debido a que el sistema es mayor, con más aportes y a que está mucho más alterado antrópicamente. En general, todas las variables son mayores en Las Moreras, ya que presenta mayores dimensiones y caudal, lo que hace que este sistema sea muy energético y con mayor capacidad de carga que La Azohía.

10.8. Conclusiones de la contrastación entre los abanicos triásicos y actuales del SE de Murcia objeto de estudio.

La metodología sedimentológica utilizada en este trabajo para comparar medios antiguos y modernos realizando el estudio de facies, elementos arquitecturales y geomorfología es válida para establecer diferencias entre medios que aparentemente parecen similares. De los tres abanicos actuales estudiados es el de Nogalte el que más se asemeja al triásico en una gran parte de sus características, aunque el comportamiento en la tectónica, el clima y la influencia antrópica, hace también que existan diferencias. Además es posible inferir comportamientos anómalos en los sistemas actuales al compararlos con los antiguos.

En este trabajo se ha realizado una contrastación de la aplicación de metodologías paralelas en contextos temporales muy diferentes. Para ello los datos de los que partimos son también distintos. En un caso se trata de sedimentos antiguos ya consolidados, y en el otro aún en fase de depósito y retrabajamiento. Con ello, las interpretaciones pueden estar ya sesgadas por esta toma de datos diferente.

Dentro de que todos los sistemas estudiados son abanicos aluviales hay marcadas diferencias entre ellos. En los abanicos triásicos de la zona de estudio y en Nogalte además se encuentran en cuencas internas cerradas y forman parte de un conjunto de abanicos coalescentes. Al comparar los medios, La Azohía y Moreras son sistemas más aislados, que no forman parte de sistemas de abanicos coalescentes. El abanico de Nogalte y los abanicos triásicos terminan en un *playa-lake*, mientras Azohía y Moreras lo hacen en el mar por medio de un *fan-delta*.

Los abanicos triásicos estudiados y Nogalte son más similares en sus características sedimentológicas y geomorfológicas, diferenciándose las zonas proximal, media y distal de manera más evidente. Los depósitos de *debris flow* en la zona proximal y de mantos de arrollada en la medias y ocasionalmente, distales, son los más comunes en los abanicos actuales, mientras que en el Triásico son más frecuentes los depósitos de canal simples y complejos y mantos de arroyada.

En todos los abanicos de estudio se dan las condiciones de canales naturales en régimen normal, subcríticos y turbulentos. Los abanicos actuales estudiados presentan caudales mucho más altos que los del Triásico y con ellos una mayor energía y capacidad de carga. El tamaño de grano en los abanicos actuales es conglomerado y en los triásicos estudiados es arena y las variables que dependen del tamaño de grano van a ser claramente diferentes, aunque pueden seguir tendencias similares. Se ha reconocido un fondo hidráulicamente liso para los triásicos e

hidráulicamente rugoso para los abanicos actuales estudiados. El tipo de transporte es de fondo en los 3 abanicos actuales. En los abanicos triásicos estudiados una gran parte de la carga estaba en suspensión y un porcentaje muy escaso en fondo. La carga de sedimento que se transporta es por lo tanto mayor en los abanicos actuales ya que son más energéticos y tienen más capacidad que los abanicos triásicos.

Los 3 abanicos actuales están bastante condicionados por tectónica regional de las Béticas, mientras que en el Triásico Superior había cierta calma tectónica. La influencia del control climático es muy acusada en ambos sistemas y establece diferencias entre ambos. En el Triásico Superior, en la zona de estudio el clima era muy árido y extremo y se le asocia con lluvias de tipo Monzón y el clima de Murcia actualmente es semiárido con lluvias fuertes y esporádicas de tipo “gota fría”. El comportamiento de los abanicos estudiados en el Triásico Superior es de estilo fluvial, mientras que en la actualidad es esporádico y torrencial.

La influencia antrópica, inexistente en el Triásico, ha condicionado el comportamiento de los tres abanicos actuales. Esto ha provocado que estos sistemas no sean totalmente homólogos y no se estén comparando medios “naturales”. Si ha servido para detectar estas anomalías en los sistemas actuales. Tanto el canal ordinario de La Azohía, como Las Moreras están influenciados por el hombre y por tanto alterados, en ocasiones confinados y su comportamiento no es natural, como el que se da en el Triásico.

El método empleado nos ha parecido válido y es adecuado para el estudio y la contrastación entre medio antiguos y modernos, así como para identificar y completar las características cada uno de los sistemas. Para obtener resultados idóneos resulta necesario el contar con una modelización lo más precisa posible de los sistemas actuales, así como una elección adecuada de análogos.

Capítulo 11. Bibliografía.

- **Ackers, P. and Charlton, F.G.** (1970) Dimensional analysis of alluvial channels with special reference to meander length. *Journal of Hydraulics Research*, **8**, 287-316.
- **Adell, F., Bascones, L., Martínez, F., Tena-Dávila, M., González Lodeiro, F., Ballenilla, A., y Rodríguez, A.** (1981) Síntesis de la Memoria de la Hoja 461 (Sigüenza) del mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda edición. IGME. MAGNA.
- **Adell, F., Bascones, L., Martínez, F., Tena-Dávila, M., La Moneda, E. y Rodríguez, A.** (1981) Síntesis y Memoria de la Hoja 462 (Maranchón) del Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Edición. IGME. MAGNA.
- **Adell, F., Bascones, L., Martínez, F., Tena-Dávila, M., Gonzalez Lodeiro, F., Ballenilla, A. y Rodríguez, A.** (1982) Síntesis y Memoria de la Hoja 434 (Barahona) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Edición. IGME. MAGNA.
- **Adell, F., Bascones, L., Martínez, F., Tena-Dávila, M., La Moneda, E. y Rodríguez, A.** (1982) Síntesis y Memoria de la Hoja 433 (Atienza) del Mapa geológico de España a escala 1:50.000. Segunda Edición IGME. MAGNA.
- **Agueda Villar, J.** (1969) Estudio Geológico de la región de Santamera, Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**, 233-266.
- **Aguilar, M. J., Ramírez del Pozo, J., and Riba, O.** (1971) Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico inferior de la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel). *Estudios Geológicos*, **27**, 497-512.
- **Aguirre, E.** (1989) El límite inferior del Pleistoceno. En: *Memoria del Mapa del Cuaternario de España*, E. 1:1.000.000. (Ed. ITGE), pp. 89-93.
- **Aigner, T.** (1985) Dynamic stratigraphy of the Upper Muschelkalk, South German Basin. Tesis Doctoral. 346 pp.
- **Aigner, T., Branderburg, A., van Vliet, A., Doyle, M., Lawrence, D., and Westrich, J.** (1990) Stratigraphic modeling of epicontinental basins: two applications. *Sedimentary Geology*, **69**, 167-190.
- **Aigner, T. and Bachmann, G. H.** (1990) Sequences stratigraphic concepts of the German Triassic. *Albertiana*, **9**, 24-25.
- **Aigner, T. and Bachmann, G. H.** (1992) Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, **80**, 115-135.
- **Aigner, T., Schauer, M., Junghans, W. D. y Reinhardt, L.** (1995) Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. *Sedimentary Geology*, **100**, 47-61.
- **Aigner, T., Asprion, U., Hornung, J., Junghans, W. D. y Kostrewa, R.** (1996) Integrated outcrop analogue studies for Triassic alluvial reservoirs: examples from southern Germany. *Journal of Petroleum Geology*, **19**, 393-406.
- **Aigner, T. and Bachmann, G. H.** (1997) Excursion B2. Sequence stratigraphy and facies models of Triassic carbonates, evaporites and clastics in North_Württemberg (South German Basin). *Gaea Heidelbergensis*, **4**, 111.
- **Aigner, T., Hornung, J., Junghans, W. D. y Poppelreiter, M.** (1998) Baselevel cycles in the Triassic of the South-German Basin: a short progress report. 551. *Zbl. Geol. Palaont.*, **7-8**, 537-544.
- **Aigner, T. and Bachmann, G. H.** (1998) Sequence stratigraphy o the Germanic Triassic: A short overview. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, **B6**, 23-26.
- **Aigner, T., Heinz, J., Hornung, J. y Asprion, U.** (1999) A hierarchical process-approach to reservoir heterogeneity: Examples from outcrop analogues. *Bull. Centres. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine*, **22**, 1-11.
- **Aigner, T. y Bachmann, G. H.** (1989) Dynamic stratigraphy of an evaporite-to-red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin. *Sedimentary Geology*, **62**, 5-25.
- **Akhtar, K. y Srivastava, V. K.** (1976) Ganurgarh shale of southeastern Rajasthan, India: a Precambrian regressive sequence of lagoon-tidal flat origin. *Sedimentary Geology*, **46**, 14-21.

- Alam, M. M. (1995) Tide-dominated sedimentation in the upper Tertiary succession of the Sitapahar anticline, Bangladesh. *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment.*, **24**, 329-341.
- Alberti, F. V. (1834) *Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers, und die Verbindung diesr Gebilde zu einer Foration*. Stuttgart-Tübingen, 366 pp.
- Al-Farraj, A. y Harvey, A. M. (2004) Late Quaternary interactions between aeolian and fluvial processes: a case study in the northern UAE. *Journal of Arid Environments*, **56**, 235-248.
- Al-Farraj, A. (2005) A evolutionary model for sabkha development on the north coast of the UAE. *Journal of Arid Environments*, **63**, 740-755.
- Allen, J. (1983) Studies in fluatile sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brown Stones (L. Devonian), Welsh Borders 52. *Sedimentary Geology*, **33**, 237-296.
- Allen, J. R. L. (1984) *Sedimentary structures, their character and hysical basis*. Elsevier, Amsterdam.
- Alonso, A. and Mas, J. R. (1982) Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **8**, 145-166.
- Alonso, J. (1981) Estudio estratigráfico del anticlinal de Sigüenza (Guadalajara). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 131 pp.
- Alonso, J. J. (1984) El Triásico del anticlinal de Sigüenza (Guadalajara). *I Congreso Español de Geología*, **1**, 1-12.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrales Zarauza, I., Huerta, P. y Rodriguez, J. M. (2004) Cuenca del Duero. En: *Geología de España* (Ed. J. A. Vera), pp. 550-556. IGME.
- Alonso-Zarza, A. M., Sánchez Moya, Y. y Sopena, A. (1999) Contrasting palaeosol development in two different tectonic setting: the Upper Buntsandstein of the Western Iberian Ranges, Central Spain. *Terra Nova*, **11**, 23-29.
- Alonso-Zarza, A. M., Sánchez Moya, Y., Bustillo, M. A., Sopena, A. y Delgado, A. (2002) Silicificacion and dolomitization of anhydrite nodules in argillaceous terrestrial deposits: an example of meteoric-dominated diagenesis from the Triassic of central Spain. *Sedimentology*, **49**, 303-317.
- Alvarez Ramis, C. y Pérez López, A. D. (1996) Megaflora hallada en el Triás de facies Germánica del sector central de la Cordillera Bética. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, 215-227.
- Alvaro, M. (1987) La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta*, **3**, 34-37.
- Al-Zamel, A. y AlSarawi, M. (1998) Late Quaternary sabkhas sedimentation along Kadhmah Bay coast, Kuwait, Arabian Gulf. *Arab Gulf Journal of Scientific Research*, **16**, 471-495.
- Anderson, D. S. y Cross, T. A. (2001) Large-Scale Architecture in Continental Strata, Hornelen Basin (Devonian), Norway. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 255-271.
- Andrew, E. D. (1994) Marginal bed load transport in a gravel bed stream, Sagehen Creek, California. *Water Resources Research*, **30**, 2241-2250.
- Andrews, E. D. (1980) Effective and Bankfull Discharges of Streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology*, **46**, 311-330.
- Aracil Avila, E. (1986) Estratigrafía y sedimentología del Muschelkalk y el Keuper entre Cuevas de Ayllón y Retortillo de Soria (provincia de Soria). Tesis de Licenciatura. Departamento de Estratigrafía y Geología Histórica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. 100 pp.
- Aracil Avila, E. y Hernando, S. (1988) Las facies de transición del Buntsandstein al Muschelkalk entre Cuevas de Ayllón y Termancia (Provincia de Soria). *Revista de la Real Sociedad Geológica de España*, **1**, 89-96.
- Aracil Avila, E. y Hernando, S. (1988) El Muschelkalk en el SW de la provincia de Soria. *Geogaceta*, **5**, 6-8.
- Araffin, J. y Talib, S. (2005) Comparison of rainfall analysis using Linear and Bilinear Models. *Jurnal Purifikasi*, **6**.

- **Aránzazu, J. M.** (1877) Apuntes para la descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp.*, **IV**, 1-47.
- **Arche, A., López Jimeno, J. y Vargas, H.** (2002) Propuesta de correlación entre los sedimentos pérmicos y triásicos de la Cordillera Ibérica este de las Isla Baleares. *Geogaceta*, **32**, 275-278.
- **Arche, A., Hernando, S., Ramos, A., Sopena, A. y Virgili, C.** (1975) Distinction between environments in the Permian and Basal Triassic red beds in Central Spain. *IX Congress International de Sedimentologie Nice*, **5**, 9-12.
- **Arche, A., López-Gómez, J. y García-Hidalgo, J. F.** (2002) Control climático, tectónico y eustático en depósitos del Carniense (Triásico Superior) del SE de la Península Ibérica. *Journal of Iberian Geology*, **28**, 13-30.
- **Arche, A., López-Gómez, J., Marzo, M. y Vargas, H.** (2004) The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan Basins): A proposal for correlation. *Geologica Acta*, **2**, 305-320.
- **Arche, A., Cámara, P. y Durantez, D.** (1977) Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la sierra del Alto Rey - Sierra de la Bodega (Sistema Central, Spain). *Boletín Geológico y Minero*, **LXXXVIII**, 501-507.
- **Arenas, C. y Pardo, G.** (1999) Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Sedimentary Geology*, **151**, 127-148.
- **Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. y Pocoví, A.** (2001) Ebro Basin continental sedimentation associated with late compressional Pyrenean tectonics (north-eastern Iberia): controls on basin margin fans and fluvial systems. *Basin Research*, **13**, 65-89.
- **Argente, J. L. y Siaz, A.** (1998) *Tiermes: Guía del Yacimiento y Museo*, 180 pp.
- **Armenteros, I.** (1986) Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero (Aranda de Duero-Peñaflor). Tesis Doctoral. Serie Castilla y León 1, Ediciones de la Diputación de Salamanca. 471 pp.
- **Armenteros, I., Corrochano, A., Alonso-Gavilán, G., Carballeira, J. y Rodríguez, J. M.** (2002) Duero Basin (Northern Spain). En: *The Geology of Spain* (Eds. W. Gibbons y T. Moreno), pp. 309-315. Geological Society, London.
- **Arnal, I., Calvet, F., Márquez, L., Márquet-Aliaga, A. y Solé de Porta, N.** (2002) La plataforma carbonatada epeírica (Formaciones Imón e Isábena) del Triásico superior del Noreste de la Península Ibérica. *Acta Geológica Hispánica*, **37**, 299-328.
- **Arnott, R. W. C., Zaitlin, B. A. y Potocki, D. J.** (2002) Stratigraphic response to sedimentation in a net-accommodation-limited setting, Lower Cretaceous Basal Quartz, South-central Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **50**, 92-104.
- **Arp, G. A., Hoffman, V. E. y Löffler, T.** (2005) Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt formation ("Steinmergelkeuper", Upper Triassic, N Germany). *Facies*, **51**, 419-441.
- **Arribas, J.** (1984) Sedimentología y Diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Soria y Zaragoza). Tesis doctoral. Inédita. Universidad Complutense de Madrid. 354 pp.
- **Arribas, J. y Peña, J. A.** (1984) Sedimentología y Diagénesis de la barra carbonatada inferior del Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincia de Zaragoza). En: *Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre*, 131-139.
- **Arribas, J.** (1985) Base Litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos*, **41**, 47-57.
- **Arribas, J.** (1987) Las facies superiores del Muschelkalk en el borde norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 557-574.
- **Arthaud, F. y Matte, Ph.** (1975) Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.

- **Asensio Amor, I. y Sánchez Cela, V.** (1968) Consideraciones sedimentológicas de la formación detrítica localizada en los límites provinciales de Segovia y Burgos. *Estudios Geológicos*, **34**, 169-179.
- **Ashley, G. M. and Zeff, M. L.** (1988) Tidal channel classification for a low-mesotidal salt marsh. *Marine Geology*, **82**, 17-32.
- **Ashley, G. M.** (1990) Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 160-172.
- **Asserato, R. L. A. M. y Kendal, C. G. St. C.** (1971) Megapoligons in Ladinian limestones of Triassic of Southern Alps: evidence of deformation by penecontemporaneous dessication and cementation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**, 715-723.
- **Asserato, R. L. A. M. y Kendall, C. G. St. C.** (1977) Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**, 153-210.
- **Azema, J., Bourrouilli, R., Champetier, Y., Fourcade, E. y Rangheard, Y.** (1974) Rapport stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la chaîne Ibérique, les Cordillères Bétiques et les Baléares. *Bulletin de la Société Géologique*, **7**, 140-159.
- **Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R. y Pérez Estaún, A.** (1992) Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-Armorica* (Eds. J. Gutierrez Marcos, J. Saavedra, and I. Rábano), pp. 469-483. Universidad de Extremadura.
- **Baaske, U. W.** (2004) Sequence stratigraphy, sedimentology and provenance of the Upper Cretaceous siliciclastic sediments of South Jordan. Tesis Doctoral. Institut für Geologie und Paläontologie. 136 pp.
- **Babín, R. B.** (1971) Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico del Vellón. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **69**, 5-27.
- **Backhaus, E.** (1981) Der marin-brackische Einfluß im Oberen Röt Süddeutschlands. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **132**, 361-382.
- **Baena, J. y Jerez, L.** (1982) *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética*, 256 pp.
- **Baker, V.** (1974) Paleohydraulic Interpretation of Quaternary Alluvium near Golden Colorado. *Quaternary Research*, **4**.
- **Baker, V.** (1977) Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1057-1071.
- **Barbeau, D. L.** (2003) A flexural model for the Paradox Basin: implications for the tectonics of the Ancestral Rocky Mountains. *Basin Research*, **15**, 97-115.
- **Barnasch, J. y Franz, M.** (2006) Late Triassic Keuper subsidence, tectonics and unconformities in the Central European Basin. *Sediment 2006: 21th Meeting of Sedimentologists / 4th Meeting of SEPM Central European Section*, 39.
- **Barrel, J.** (1917) Rhythms and the measurements of geological time. *Geological Society of American Bulletin*, **28**, 745-904.
- **Barrón, E., Gómez, J. J. y Goy, A.** (2002) Los materiales del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Villaviciosa (Asturias, España) Caracterización palinológica. *Geogaceta*, **31**, 197-200.
- **Barshad, I.** (1966) The effect of the variation in precipitation on the nature of clay mineral formation in soils of acid and basic igneous rocks. *Proc. Internal Clay Conf.*
- **Bascones, E. y Goy, A.** (1994) Caracterización palinológica del tránsito Triásico/Jurásico en la región de Sigüenza (Guadalajara, España). *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, **13**.
- **Bastida, J., Inglés, M. y Ortí, F.** (1987) Observaciones sobre la mineralogía y geoquímica de lutitas del Keuper de Valencia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 363-382.
- **Bastida, J., Reventós, M. M., Salvany, J. M., Inglés, M. y Ortí, F.** (1994) Mineralogía de las arcillas del Keuper de las Catalánides. *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, **17**.

- **Batten, D. J.** (1999) Extraction techniques - Small palynomorphs. En: *Fossil plants and spores: modern techniques* (Eds. T. P. Jones y N.P. Rowe), pp. 15-19. The Geological Society, London.
- **Becker, A.** (2005) Facies development of the Badenian (Middle Miocene) gypsum deposits in the Raclawice ares (Miechów Upland, Southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **75**, 111-120.
- **Benison, K. C. y Goldstein, R. H.** (2000) Sedimentology of ancient saline pans: An example from the Permian Oreche shale, Williston Basin, North Dakota, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 159-169.
- **Benito, G., Grodek, T. y Enzel, Y.** (1998) The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrenees, Spain). *Z. Geomorph. N. F.*, **42**, 417-437.
- **Benito, G. y Thorndycraft, V. R.** (2006) Palaeoflood hydrology: insight into rare events and extreme flood discharges. *La Houille Blanche*, **5**, 91-96.
- **Berndt, R.** (2002) Palaeoecology and taxonomy of the macrobenthic fauna from the Upper Cretaceous Ajlun Group, southern Jordan. Tesis Doctoral. University of Würzburg.
- **Besems, R. E.** (1981) Aspect of middle and late Triassic Palynology 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz Region (Southern Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula. *Rev. Paleobot. Palynol.*, **32**, 257-273.
- **Besems, R. E.** (1983) Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone, Province of Jaen, Southern Spain) with additional information on the macro and microfauna. *Oesterreich Akad Wissensch, Schriftenreihe Erdwissensch Kommis*, **5**, 37-56.
- **Best, J. y Bristow, C. S.** (1993) Braided Rivers. *Geological Society Special Publication*, **75**, 1-70.
- **Best, J.** (2005) Kinematics, topoogy and significance of dune-related macroturbulence: some observations from the laboratory and fields. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 41-60.
- **Best, J., Woodward, J., Ashworth, P., Sambrook Smith, G. y Simpson, C.** (2006) Bar-top hollows: A new element in the architecture of sandy braided rivers. *Sedimentary Geology*, **190**, 241-255.
- **Beutle, G.** (1995) Der Einfluß der Mitteldeutschen Hauptabträge auf die Mächtigkeitentwicklung der Trias. *Berliner geowissenschaftlichen Abhandlungen*, **A 168**, 31-42.
- **Beutler, G. y Häüusser, I.** (1982) Über den Schilfsandstein in der DDR. *Z. Geol. Wiss.*, **10**, 511-525.
- **Beutler, G.** (2005) *Stratigraphie von Deutschland IV Keuper*. 296 pp.
- **Bhattacharya, J. P. y Tye, R. S.** (2004) Searching for Modern Ferron Analogs and Application to Subsurface Interpretation. *AAPG Studies in Geology*, **50**, 39-57.
- **Bischoff, L., Gursky, H. J. y Willner, A. P.** (1980) Tidal sedimentation in the transgressive cycle of the lower Ordovician in the eastern Sierra de Guadarrama (Central Spain). *Estudios Geológicos*, **36**, 221-229.
- **Blair, R. C. y McPherson, J. G.** (1999) Grain-Size and Textural, classification of coarse sediimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 6-19.
- **Blair, T. C. y McPherson, J. G.** (1992) The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 762-769.
- **Blair, T. C. y McPherson, J. G.** (1994) Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic process, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 450-489.
- **Blatt, H., Middleton, G. V. y Murray, R.** (1980) *Origin of Sedimentary Rocks*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 782 pp.
- **Blum, M. D.** (1994) Genesis and architecture of incised valley fill sequences: a Late Quaternary example from the Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas. En: *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*. (Eds. P.Weimer and H.W.Posamentier), pp. 259-283. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58.

- **Blum, M. D. y Tornqvist, T. E.** (2000) Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, **47**, 2-48.
- **Boggs, S.** (1995) *Principles of Sedimentary and Stratigraphy*. Prentice Hall. Upper Saddle River.
- **Boothroyd, J. C. y Nummedal, D.** (1978) Proglacial braided outwash: a model for humid alluvial-fan deposits. En: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall, A. D.), pp. 641-668.
- **Borkhataria, R.** (2004) Integrated exploration- and production-scale reservoir prediction in “grainy” and “muddy” epeiric carbonate ramp deposits: The Muschelkalk (Triassic), The Netherlands. Tesis Doctoral. Institute for Geoscience. Universität Tübingen.
- **Borkhataria, R., Aigner, T., Pöppelreiter, M. C. y Pippin, M. C.** (2005) Characterization of epeiric “layer-cake” carbonate reservoirs: upper Muschelkalk (Middle Triassic), the Netherlands. *Journal of Petroleum Geology*, **28**, 119-146.
- **Bouguchwal, L. A. y Southard, J. B.** (1990) Bed configurations in steady unidirectional water flows, Part. I. Scale Model Study Using Fine Sands. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 649-657.
- **Bourquin, S. y Guillocheau, F.** (1996) Keuper stratigraphic cycles in the Paris basin and comparison with cycles in other peritethyan basins (German basin and Bresse-Jura basin). *Sedimentary Geology*, **105**, 159-182.
- **Bourquin, S., Vairon, J. y Le Strat, P.** (1997) Three-dimensional evolution of the *Keuper* of the Paris based on detailed isopach maps of the stratigraphic cycles: tectonic influences. *Geologische Rundschau*, **86**, 670-685.
- **Bown, T. M. y Kraus, M. J.** (1981) Lower Eocene alluvial paleosols (Willwood Formation, northwest Wyoming, U.S.A.) and their significance for paleoecology, paleoclimatology, and basin analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **34**, 1-30.
- **Bown, T. M. y Kraus, M. J.** (1987) Integration of channel and floodplain suites: I. Development sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 587-601.
- **Boyd, R., Diessel, C. F. K., Wadsworth, J., Chalmers, G., Little, M., Leckie, D. y Zaitlin, B. A.** (1999) Development of a nonmarine sequence stratigraphic model. *American Association of Petroleum Geology Annual Meeting, San Antonio, Texas. USA Official Program. p A15*.
- **Bravo-Espinosa, M., Osterkamp, W. R. y Lopes, V. L.** (2003) Bedload Transport in Alluvial Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, **October**, 783-795.
- **Brenner, K. y Villinger, E.** (1981) Stratigraphie und Nomenklatur des südwestdeutschen Sandsteinkeupers. *Jahresh Geol Landesamtes Baden-Württemberg*, **23**, 45-86.
- **Bridge, J. S. y Bennett, S. J.** (1992) A model for the Entrainment and Transport of Sediment Grains of Mixed Sizes, Shapes, and Densities. *Water Resources Research*, **28**, 337-363.
- **Bridge, J. S. y Gabel, S. L.** (1992) Flow and sediment dynamics in a low-sinuosity river: Calamus River, Nebraska Sandhills. *Sedimentology*, **39**, 125-142.
- **Bridge, J. S.** (1993) Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology*, **40**, 801-810.
- **Bridge, J. S. y Mackey, S. D.** (1993) A revised alluvial stratigraphy model. *Spec Publis int Ass Sediment*, **17**, 319-336.
- **Bridge, J. S.** (1997) Thickness of sets of cross-strata and planar strata as a function of formative bedwave geometry and migration. *Geology*, **25**, 971-974.
- **Bridge, J. S., Jalfin, G. A. y Georfieff, S. M.** (2000) Geometry, Lithofacies, and Spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: Outcrop analog for the Hydrocarbon-Bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 341-359.
- **Bridge, J. S.** (2003) *Rivers and floodplains*. Blackwell Publishing. 491 pp.
- **Bridge, J. S. y Diemer, J. A.** (1983) Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, **30**, 599-623.
- **Brierley, G. J., Ferguson, R. J. y Woolfe, K. J.** (1997) What is a fluvial levee? *Sedimentary Geology*, **114**, 1-9.

- **Brinkmann, R.** (1931) Betikum und keltiberikum in Sudostspanien. *Beitr. Z. Geol. der West. Mediterrangebiete*, **6**, 305-434.
- **Brinkmann, R.** (1960) Aperçu sur les chaînes ibériques du Nord de l'Espagne. *Liv. M. Prof. Fallot, Mem. Ser. Geol. Fr.*, **1**, 291-300.
- **Bristow, C. S.** (1995) Internal geometry of ancient tidal bedforms revealed using ground penetrating radar. *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment.*, **24**, 313-328.
- **Bromley, R. G.** (1996) *Trace Fossils--Biology, taphonomy and applications*. Chapman & Hall. London, 361 pp.
- **Brückner-Röhling, S.** (2000) Chemocyclicity in the Middle Muschelkalk of Northern Germany. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 941-951.
- **Brüning, U.** (1986) Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen. *Geol. Jahrb.*, **A90**, 3-125.
- **Bryant, M., Falk, P. y Paola, C.** (1995) Experimental study of avulsion frequency and rate of deposition. *Geology*, **23**, 365-368.
- **Buhrke, V. E., Jenkins, R. y Smith, D. K.** (1998) *A practical guide for the preparation of specimens for X-Ray fluorescence and X-Ray diffraction analysis*. Wiley-VCH, New York, 333 pp.
- **Bultynck, P. y Soers, E.** (1971) Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Bull. Inst. R. Sci. Nat. Bel.*, **47**, 1-22.
- **Burns, B. A., Heller, P. I., Marzo, M. y Paola, C.** (1997) Fluvial response in a sequence stratigraphic framework: example from the Montserrat fan Delta, Spain. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 311-321.
- **Busson, G.** (1982) Le Trias comme période salifère. *Geol. Rundsch.*, **71**, 857-880.
- **Caballero, M. y Martín-Vivaldi, J. L.** (1975) *Estudio mineralógico de la fracción fina del Trias Español*. Madrid.
- **Cailleux, A.** (1952) Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Palaoklimatologie. *Geologische Rundschau*, **40**, 11-19.
- **Calderón, S.** (1874) Reseña geológica de la provincia de Guadalajara. *Revista de la Universidad de Madrid*.
- **Calderón, S.** (1898) Existencia del terreno carbonífero en Molina de Aragón. *Actas Real Sociedad Española de Historia Natural*, **27**, 147-151.
- **Calvet, F., Solé, N. y Salvany, J. M.** (1993) Cronoestratigrafía (Palinología) del Triásico subpirenaico y del Pirineo vasco-cantábrico. *Acta Geológica Hispánica*, **28**, 33-48.
- **Cant, D. J. y Walker, R. G.** (1976) Development of a facies model for sandy braided-fluvial facies for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**, 102-119.
- **Canuneanu, O.** (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, **35**, 1-43.
- **Capote, R., Casquet, C. y Fernández-Casals, M. J.** (1981) La tectónica de cabalgamientos en el SCE. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **7**, 455-469.
- **Carlston, W. C.** (1965) The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *American Journal of Science*, **263**, 864-885.
- **Casabianca, D., Bosence, D. y Beckett, D.** (2002) Reservoir Potential of Cretaceous platform-margin Breccias, Central Italian Apennines. *Journal of Petroleum Geology*, **25**, 179-202.
- **Casquet, C.** (1973) Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la Sierra de San Vicente (Toledo). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- **Castaño, R., Doval, M. y Marfil, R.** (1987) Naturaleza, origen y distribución de los minerales de la arcilla en la cuenca triásica (*Keuper*) del área de Valencia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 339-361.
- **Castell, C.** (1881) Descripción física, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp.*, **VII**.
- **Castell, C. y Concha, S.** (1956) Barahona. Mapa Geológico de España. 1:50.000. (434). IGME.

- Castell, C. y Concha, S. (1959) Arcos de Jalón. Mapa Geológico de España. 1:50.000. (435). IGME.
- Castillo Herrador, F. (1974) Le Trias evaporitique des bassins de la vallée de l'Ebre et de Cuenca. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **7**, 666-676.
- Catania, G. y Paola, C. (2001) Braiding under glass. *Geological Society of America*, **29**, 259-262.
- Catuneanu, O. y Sweet, A. R. (1999) Maastrichtian-Paleocene foreland basin stratigraphies, Western Canada: A reciprocal sequence architecture. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **36**, 685-703.
- Catuneanu, O. y Elango, H. N. (2001) Tectonic control on fluvial styles; The Balfour Formation on Karoo Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, **140**, 291-313.
- Catuneanu, O. y Sweet, A. R. (2005) Fluvial sequence stratigraphy and sedimentology of the Uppermost Cretaceous to Paleocene, Alberta Foredeep. En: *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Calgary, Fieldtrip Guidebook*, p. 68.
- Catuneanu, O. (2006) *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier. 370 pp.
- Cazanacli, D., Paola, C., Parker, G. y Asce, M. (2002) Experimental Steep, Braided Flow: Application to Flooding Risk on Fans. *Journal of Hydraulic Engineering*, **March**, 322-330.
- Cendrero, A. (1965) Estudio geológico de los alrededores de Sigüenza (Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Madrid., Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica.
- Chen, W. F. (2003) Determination of drag coefficients in measuring particle diameters. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 714-719.
- Cheng, N. S. (1997) Simplified Settling Velocity Formula for Sediment Particle. *Journal of Hydraulic Engineering*, 149-152.
- Cheng, N. S. y Chiew, Y. M. (1999) Analysis of Initiation of Sediment Suspension from Bed Load. *Journal of Hydraulic Engineering*, **August**, 855-861.
- Cleveland, D. M., Atchley, S. C. y Nordt, L. C. (2007) Continental Sequence Stratigraphy of the Upper Triassic (Norian Rhaetian) Chinle Strata, Northern New Mexico, U.S.A.: Allocyclic and Autocyclic Origins of Paleosol-Bearing Alluvial Successions. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 909-924.
- Colchen, M. (1964) Sur les formations carbonifères du Nord de la Sierra de la Demanda. (Chânes Iberiques, Espagne). *C R Acad Sc Paris*, **258**, 2863-2865.
- Coleman, J. M. (1969) Brahmaputra River: channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology*, **3**, 129-239.
- Coleman, J. M. (1981) *Deltas, Processes of Deposition and Models for Exploration*. Burgess, Minneapolis, 124 pp.
- Collinson, J. D. y Thompson, D. B. (1989) *Sedimentary Structures*. Chapman & Hall, London, 207 pp.
- Collinson, D. W. (1983) *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism*. Chapman & Hall, Londres, 503 pp.
- Collinson, J. D. (1996) Alluvial sediments. In: *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy* (Ed. H.G. Reading), pp. 37-82. Blackwell Science, Oxford.
- Comas-Rengifo, M. J., Gómez, J. J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N. y Rodrigo, A. (1999) El Jurásico Inferior en la sección de Almonacid de la Cuba (sector central de la Cordillera Ibérica, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **25**, 27-57.
- Cook, P. J. y Mayo, W. (1977) Sedimentology and Holocene history of a tropical estuary (Broad Sound, Queensland). Bureau of Mineral Resources, Australia. *Bulletin*, **170**.
- Corchón Rodríguez, F. (1971) Estudio geológico de los alrededores de Valderromán (Soria). *Seminarios de Estratigrafía*, **7**, 3-30.
- Corrales Zarauza, I. (1969) Estudio geológico de la Cordillera Ibérica en los alrededores de Sigüenza (Alcañeza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**, 267-286.
- Cortazar, D. (1890) Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Bol Com Mapa Geol de Esp*, **T. XVIII**.

- **Cosgrove, J. W.** (2001) Hydraulic Fracturing During the Formation and Deformation of a Basin: A Factor in the Dewatering of Low-Permeability Sediments. *AAPG Bulletin*, **85**, 737-748.
- **Cotter, E.** (1971) Paleoflow characteristics of a late Cretaceous River in Utah from analysis of sedimentary structures in the Ferron Sandstone. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**, 129-138.
- **Courel, L., Durand, M., Maget, P., Maiaux, C., Menillet, F. y Pareyn, C.** (1980) Trias. In: *Synthese geologique du Bassin de Paris. Vol I*, pp. 37-74.
- **Courel, L. P. E. V. O., Le Strat, P., Baud, A. y Jacquin, T.** (1998) Sequence stratigraphy along a Triassic transect on the Western peritethyan margin in Ardeche (SE France Basin): Correlations with subalpine and Germanic realms. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, pp. 691-700.
- **Cowan, E. J.** (1991) The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. En: *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. (Eds. Miall, A. D. y N. Tyler), pp. 80-93.
- **Cross, T. A., Baker, M. R., Chapin, M. A., Clark, M. S., Gardner, M. H., Hanson, M. S., Lessenger, M. A., Little, L. D., Mc-Donough, K. J., Sonnenfeld, M. D., Valasek, D. W., Williams, M. R. y Witter, D. N.** (1993) Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. En: *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*, pp. 11-33. Technip.
- **Cross, T. A. y Homewood, W.** (1997) Amanz Gressly, s role in founding modern stratigraphy. *GSA Bulletin*, **109**, 1617-1630.
- **Crowley, T. J., Hyde, W. T. y Short, D. A.** (1989) Seasonal cycles variations on the supercontinent of Pangea. *Geology*, **17**, 460.
- **Crusafont, M. y Celorrio, J. M.** (1959) Sobre un yacimiento de mamíferos fósiles en Aranda de Duero. *Estudios Geológicos*, **25**, 541-544.
- **Cruz, J., Parés, J. M., Valle, J. y Millán, H.** (2002) Triassic paleomagnetism from the Western Pyrenees revisited: implications for the Iberian-Eurasian Mesozoic plate boundary. *Tectonophysics*, **362**, 161-182.
- **Da Silva, A. M. A. F.** (1991) Alternate bars and related alluvial processes. MSc Thesis. Kingston, Ontario, Canada, Queen's University.
- **Dabrio, C. y Fernández, J.** (1986) Depósitos de ríos trenzados conglomeráticos plio-pleistocenos de la Depresión de Granada. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**, 31-54.
- **Dabrio, C.** (1992) Playas e islas barrera-lagoon. En: *Sedimentología. vol. I* (Ed. Arche, A.), pp. 495-543. CSIC.
- **Dade, W. B. y Friend, P. F.** (1998) Grain size, sediment-transport regime and channel slope in alluvial rivers. *Journal of Geology*, **106**, 661-675.
- **Dade, W. B.** (2000) Grain size, sediment transport and alluvial channel pattern. *Geomorphology*, **35**, 119-126.
- **Dahle, K., Flesja, K., Talbot, M. R. y Dreyer, T.** (1977) Correlation of fluvial deposits by the use of Sm-Nd isotope analysis and mapping of sedimentary architecture in the Escanilla Formation (Ainsa, Spain) and the Statfjord Formation (Norwegian North Sea). *Abstracts, Sixth International Conference on Fluvial Sedimentology*, Cape Town, South Africa. 46 pp.
- **Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. Boyd, R.** (1992) Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, **62**, 1130-1146.
- **Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. y Boyd, R.** (1994) *Incised valley systems: Origin and sedimentary sequences*. 391 pp.
- **Daniel, J. F.** (1971) Channel movement of meandering Indiana streams. *US Geol Surv Prof Pap*, **732A**.
- **Davis, R. A.** (1985) *Coastal sedimentary environments*. Springer, Nueva York, 716 pp.
- **Dawson, M. R. y Bryant, I. D.** (1987) Three-dimensional facies geometry in Pleistocene outwash sediments, Worcestershire, UK. En: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Eds. F. G. Ethridge, R. M. Flores, y M. D. Harvey), pp. 191-196. SEPM Special Publication nº39.

- **De Mowbary, T.** (1983) The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, **30**, 425-435.
- **Demathieu, G., Ramos, A. y Sopeña, A.** (1978) Fauna icnológica del Triásico del extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, **34**, 175-186.
- **DeVries, P. y Masce, P. E.** (2002) Bedload Layer Thickness and Disturbance Depth in Gravel Bed Streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, **November**, 983-991.
- **Dietrich, W. E.** (1982) Settling Velocity of Natural Particles. *Water Resources Research*, **18**, 1615-1626.
- **Dinarés-Turell, J. y Parés, J. M.** (1996) El triásico de la Península Ibérica: Nuevos datos paleomagnéticos. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, 367-384.
- **Domínguez, J. M. L. y Wanless, H. R.** (1991) Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. En: *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, facies and sequences stratigraphy*. (Eds. D. J. P. Swift, G. F. Oertel, R. W. Tillman y J. A. Thorne), pp. 259-281.
- **Doubinger, J., Adloff, M. C., Ramos, A., Sopeña, A. y Hernando, S.** (1978) Primeros estudios palinológicos en el Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Palinology*, **1**, 27-33.
- **Drake, N. A., Bryant, R. G., Millington, A. C. y Townshend, J. R. G.** (1994) Playa Sedimentology and Geomorphology; Mixture modelling applied to landsat thematic mapper data of Chott el Djerid, Tunisia. En: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes* (Ed. SEPM), pp. 125-131.
- **Dreyer, T.** (1993) Quantified fluvial architecture in ephemeral stream deposits of the Esplugafreda Formation (Palaeocene), Tremp-Graus Basin, northern Spain. *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment.*, **17**, 337-362.
- **Dromart, G., Monier, P., Curiel, A., Moretto, R. y Brulhet, J.** (1992) Cycles sedimentaires dans le Trias de la Bresse et du Jura. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Serie II*, **315**, 609-616.
- **Dubiel, R. F., Parrish, J. T., Parrish, J. M. y Good, S. C.** (1991) The Pangaeon Megamonsoon. Evidence from the Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau. *Palaios*, **6**, 347-370.
- **Duchrow, H.** (1984) Der Keuper im Osnabrücker Bergland. In: *Geologie des Osnabrücker Berglandes*. (Ed. H. Klassen), pp. 221-333.
- **Durán, J. J. y Lamos, J.L.** (1985) Las inundaciones de Andalucía. Geología y Prevención de Daños por Inundaciones. Instituto Geológico y Minero de España., Madrid, 335-411.
- **Dyer, K. R. y Soulsby, R. L.** (1988) Sand transport on the continental shelf. *Annual Reviews Fluid Mech.*, **20**, 295-324.
- **Elliot, T.** (1974) Intertributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, **21**, 611-622.
- **El-Tabakh, M., Riccioni, R. y Schreiber, B.** (1997) Evolution of late Triassic rift basin evaporites (Passaic Formation): Newark Basin, Eastern North America. *Sedimentology*, **44**, 767-790.
- **Engelud, F.** (1970) Instability of erodible beds. *Journal of Fluid Mechanics*, **42**, 225-244.
- **Engelud, F. and Fredsoe, J.** (1982) Sediment ripples and dunes. *Annual Reviews Fluid Mech.*, **14**, 13-37.
- **Eren, M., Tasli, K. y Tol, N.** (2002) Sedimentology of Liassic carbonates (Pirencik Tepe measured section) in the Aydıncik (İçel) area, southern Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **20**, 791-801.
- **Eriksson, K. A., Simpson, E. L. y Mueller, W.** (2006) An unusual fluvial to tidal transition in the mesoarchean Moodies Group, South Africa: A response to high tidal range and active tectonics. *Sedimentary Geology*, **190**, 13-24.
- **Ethridge, F. G., Germanoski, D., Schumm, S. A. y Wood, L. J.** (2005) The morphological and stratigraphical effects of base-level change: a review of experimental studies. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 213-241.
- **Exner, F. M.** (1920) Zur Physik der Dünen, Sitzber. *Kad. Wiss. Wien., Part IIa, Bd*, **129**.
- **Exner, F. M.** (1925) Über die Wechselwirkung zwischen Wasser und Geschiebe in Flüssen, Sitzber. *Akad. Wiss. Wien., Part IIa, Bd*, **134**, 165-204.
- **Falcon-Lang, H. J.** (2006) Vegetation ecology of Early Pennsylvanian alluvial fan and piedmont environments

- in southern New Brunswick, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **233**, 34-50.
- **Ferguson, R. I.** (1987) Hydraulic and sedimentary controls on channel pattern. En: *River channels: Environment and process*. (Ed. K.Richards), pp. 129-158.
 - **Ferguson, R. I. y Paola, C.** (1997) Bias and precision of percentiles of bulk grain size distributions. *Earth Surface Processes and Landforms*, **22**, 1061-1077.
 - **Fernández Navarro, L.** (1892) Excursión geológica por el partido de Sigüenza (Guadalajara). *Anales de la Real Sociedad de Historia Natural*, **31**, 93-102.
 - **Fernández Casals, M. J. y Gutierrez Marco, J. C.** (1985) Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas Físicas y Naturales*, **LXXIX**, 487-509.
 - **Fernández Bono, J. F., Ortíz, E. y Domínguez, C.** (1997) *Hidráulica Fluvial*. Servicio de Publicaciones de la UPV, Valencia.
 - **Fernández, J.** (1977) Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta. Tesis Doctoral. 173 pp.
 - **Fernández, J., Dabrio, C. y Pérez López, A. D.** (1994) El Triásico de la región de Siles-Alcaraz (Cordillera Bética). Guía de campo. *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, 47.
 - **Fernández, J., Viseras, C., Soria, J. M. y García, F.** (2005) Dinámica sedimentaria en el relleno de un paleovalle durante el Triás Medio y Superior en la región de Almedina-Alcaraz, España. *Geo-Temas*, **8**, 151-154.
 - **Fernández-Casals, M. J. y Capote, R.** (1970) La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya. *Boletín Geológico y Minero*, **T. LXXXI-VI**, 562-568.
 - **Fisher, J. A., Nichols, G. J. y Waltham, D. A.** (2007) Undefined flow deposits in distal sector of fluvial distributary system: Examples from the Miocene Luna and Huesca System, northern Spain. *Sedimentary Geology*, **195**, 55-73.
 - **Floquet, M., Alonso, A. y Melendez, A.** (1982) El Cretácico Superior de la zona de Castilla-Cameros. En: *Síntesis del Cretácico de España. II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía de España. Albacete*. (Ed. Universidad Complutense de Madrid), pp. 345-353.
 - **Flügel, E.** (2004) *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Berlín, 976 pp.
 - **Folk, R. L.** (1954) The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**, 344-359.
 - **Folk, R. L. y Ward, W. C.** (1957) Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 3-26.
 - **Folk, R. L.** (1966) A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, **6**, 73-93.
 - **Folk, R. L.** (1974) *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishers, Austin.
 - **Frazier, D. E.** (1974) Depositional episodes: Their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *University of Texas and Austin, Bureau of Economic Geology, Geological Circular*, **4**, 1-28.
 - **Fredsoe, J.** (1974) On the development of dunes in erodible channels. *Journal of Fluid Mechanics*, **64**, 1-16.
 - **Frey, R. W. y Basan, P. B.** (1985) Sediments and sedimentary sequences on a modern macrotidal flat, Inchon, Korea. In: *Coastal Sedimentary Environments* (Ed. J.R.A.Davis) 2ª Edición ed, pp. 225-301. Springer-Verlag.
 - **Friedman, G. M.** (1979) Differences in size distribution of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology*, **26**, 3-32.
 - **Friedman, G. M. y Krumbein, W. F.** (1985) *Hypersaline Environments: the Gavish Sabkha*. Springer-Verlag, Berlín., 484 pp.

- **Friend, P. F.** (1978) Distinctive features of some ancient river systems. En: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A. D. Miall), pp. 531-542.
- **Friend, P. F. y Dade, W. B.** (2005) Transport modes and grain-size patterns in fluvial basins. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 399-407.
- **Gaertner, H.** (1993) Zur Gliederung des Muschelkalks in Nordwestdeutschland in Tiefbohrungen anhand von Bohrlochmessungen. In: *Muschelkalk, Schöntaler Symposium 1991* (Eds. H. Hagdorn and A. Seilacher), pp. 57-64.
- **Gale, S. J.** (1984) The hydraulics of conduit flow in carbonate aquifers. *Journal of Hydrology*, **70**, 309-327.
- **Gale, S. J. y Hoare, E. G.** (1991) The physical composition and analysis of regolith materials. In: *Quaternary Sediments: Petrographic methods for the study of unconsolidated rocks*. p. 56. Belhaven y Halsted Press, New York.
- **Gallet, Y., Krystyn, L., Marcoux, J. y Besse, J.** (2007) New constraints on the End-Triassic (Upper Norian-Rhaetian) magnetostratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, **255**, 458-470.
- **Galloway, W. E.** (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**, 125-142.
- **Gallego, I., García, A. y López, F.** (1984) *Memoria de la Hoja nº818, Montealegre del Castillo. E: 1:50.000. IGME.*
- **Gallet, Y., Besse, J., Krystyn, L., Marcoux, J. y Théveniaut, H.** (1992) Magnetostratigraphy of the late Triassic Bollicektasi Tepe section (southwestern Turkey): implications for changes in magnetic reversal frequency. *Phys. Earth Planet Inter.*, **93**, 273-282.
- **Gallet, Y., Besse, J., Krystyn, L., Théveniaut, H. y Marcoux, J.** (1993) Magnetostratigraphy of the Kavur Tepe section (southwestern Turkey): A magnetic polarity time scale for the Norian. *Earth and Planetary Science Letters*, **117**, 443-456.
- **Gallet, Y., Besse, J., Krystyn, L., Théveniaut, H., and Marcoux, J.** (1994) Magnetostratigraphy of the Mayerling (Austria) and Erenkolu Mezarlik (Turkey) sections: improvement of the Carnian (late Triassic) magnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 173-191.
- **Gallet, Y., Besse, J., Krystyn, L. y Marcoux, J.** (1996) Norian magnetostratigraphy from the Scheiblkogel section, Austria: constraint on the origin of the Antalya Nappes, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, **140**, 113-122.
- **García del Cura, M. A.** (1974) Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero). *Estudios Geológicos*, **30**, 579-597.
- **García Gil, S. y Sopena, A.** (1988) Análisis mediante ordenador de superficies de discontinuidad. El contacto Buntsandstein-Muschelkalk en la zona de enlace entre la Cordillera Ibérica y el Sistema Central. *Congreso Geológico de España*, **2**, 223-230.
- **García Gil, S.** (1989) Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara Y Soria). Tesis Doctoral. Instituto de Geología Económica del C.S.I.C.; Departamento de Estratigrafía. Universidad Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas. 700 pp.
- **García Gil, S.** (1990) Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria). Tesis Doctoral.
- **García Gil, S.** (1995) Evolución sedimentaria en la zona de enlace Cordillera Ibérica-Sistema Central, margen occidental de la cuenca del Tethys durante el Triásico Medio. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **19**, 99-128.
- **García Hernandez, M., López Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A.** (1980) Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnbouw*, **59**, 155-168.
- **García Palacios, M., Lucas, J., Peña, J. A. y Marfil, R.** (1977) La cuenca triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. I. Petrografía y Mineralogía. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 341-354.

- **García Palacios, M. y Lucas, J.** (1977) Le bassin Triasique de la branche castellane de la Chaîne Iberique. II. Geochimie. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 355-368.
- **García Royo, J. F.** (1985) Estratigrafía y sedimentología del Triásico de la región de Nuevalos-Cubel (Zaragoza). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 153 pp.
- **García Veigas, J., Rosell, L., Utrilla, R. y Orti, F.** (1990) Aportaciones geoquímicas al conocimiento de las evaporitas messinienses: cuencas de Palma (Mallorca), San Miguel de las Salinas (Alicante) y Lorca.(Murcia). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. (Eds. F.Orti and J.M.Salvany), pp. 257-266.
- **García, A., Segura, M., García-Hidalgo, J. F., Ruíz, G., Gil, J. y Carenas, B.** (1996) Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico Medio (Albiense Superior-Turonense Medio) en la Cordillera Ibérica Central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, **20**, 119-122.
- **García-Cortés, A., Torres, T., Mansilla, H. y Quintero, I.** Maderuelo. Primera edición (403). 1992. Madrid, ITGE. Segunda Serie MAGNA.
- **García-Cortés, A., Gallego, E. y Palacio, J.** (1992) *El patrimonio geológico*. ITGE, -23 pp.
- **García-Gil, S.** (1984) Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somasén (Provincia de Soria). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 159 pp.
- **García-Gil, S. y Sopeña, A.** (1985) Point bar and associated sediments in the Buntsandstein (NW. Iberian Range, Spain). *Abstracts 6th European Regional Meeting of Sedimentology*, 574-577.
- **García-Gil, S. y Sopeña, A.** (1987) Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el sector Medinaceli-Somaen (Prov. de Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 707-735.
- **García-Gil, S. y Sopeña, A.** (1987) Depositional enviroments of the mixed terrigenous-carbonate Muschelkalk facies (Middle Triassic in Central Spain). *Abstracts 8th Regional Meeting of Sedimentology*, 239.
- **García-Gil, S., Diez, J. B. y Solé de Porta, N.** (2005) Palinoestratigrafía de la Formación Cuesta del Castillo (Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, España). *Geo-Temas*, **8**, 171-173.
- **García-Hidalgo, J. F., Segura, M. y García, A.** (1997) El Cretácico del borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **10**, 39-53.
- **Gardner, W. R.** (1983) Soil properties and efficient water use: An overview. En: *Limitations to efficient water use in crop production*. (Eds. H. M. Taylor, W. R. Jordan y T. R. Sinclair).
- **Garrido-Megías, A. y Villena Morales, J.** (1977) El Trías Germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 37-56.
- **Gawthorpe, R. L., Hardy, S. y Ritchie, B.** (2003) Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. *Sedimentology*, **50**, 169-185.
- **Ghibaudo, G., Grandesso, P., Massari, F. y Uchman, A.** (1996) Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 261-279.
- **Ghosh, P., Sarkar, S. y Maulik, P.** (2006) Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Dewna Formation, India. *Sedimentary Geology*, **191**, 3-36.
- **Gianolla, P. y Jacquin, T.** (1998) Triassic sequence stratigraphic framework of western European Basin. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C.Graciansky, T.Jacquin, and P.R.Vail), pp. 643-650.
- **Gibbons, W. y Moreno, T.** (2002) *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 608 pp.
- **Gibling, M. R., Tandon, S. K., Sinha, R. y Jain, M.** (2005) Discontinuity-bounded alluvial sequences of the southern Gangetic Plains, India: Aggradation and degradation in response to monsoonal strength. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 369-385.
- **Gibling, M. R.** (2006) Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 731-770.
- **Gil, A., Fernández, J. y López-Garrido, A. C.** (1987) Evolución de las facies en el Trías de la zona prebética y borde de a meseta transversal Orcera-Puente Genave (Prov. Jaén). *Cuadernos de Geología Ibérica*,

11, 403-420.

- Gilbert, G. K. y Murphy, E. C. (1914) *The transport of debris by running water*. Washington, DC.
- Gilbert, L., Ortí, F. y Rosell, L. (2007) Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sedimentary Geology*, doi: 10.1016/j.sedgeo.2007.03.003.
- Gladfelter, B. G. (1971) Meseta and campiña Landforms in Central Spain: a geomorphology of the Alto Henares Basin. In: *Research* (Ed. Dpt.Geography.University of Chicago), pp. 130-204.
- Goggin, V. y Jacquín, T. (1998) A sequence stratigraphic framework of the marine and continental Triassic series in the Paris Basin, France. En: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C.Graciansky, T.Jacquín, and P.R.Vail), pp. 667-690.
- Golonka, J. y Ford, D. (2000) Pangean (Late Carboniferous-Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**, 1-34.
- Golonka, J. (2002) Plate-tectonic maps of the Phanerozoic. En: *Phanerozoic reef patterns*. (Eds. E.Kiessling, E.Flügel, and J.Golonka), pp. 21-75.
- Golonka, J. (2007) Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 297-307.
- Gómez, J. J. y Goy, A. (2005) Late Triassic-Lower Jurassic palaeogeographical evolution and cycles of the western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **222**, 77-94.
- González Casado, J. M., Capote, R. y Casquet, C. (1984) Análisis de la deformación en el macizo metamórfico de Honrubia (Sistema Central Español). *Rev Mat Proc Geol UCM*, **2**, 75-94.
- González Casado, J. M. (1986) Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia. Tesis Doctoral, 1986. Madrid, Universidad Complutense de Madrid. 294 pp.
- González Lodeiro, F. (1980) Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español). Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 334 pp.
- Goy, A., Gómez, J. J. y Yébenes, A. (1976) El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades Litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, **32**, 391-423.
- Goy, A. y Yébenes, A. (1977) Características, extensión y edad de la Fm. Dolomías Tableadas de Imón. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 375-384.
- Goy, A. y Márquet-Aliaga, A. (1994) Bivalvos norienses en la Formación Imón en Renales (Guadalajara, España). *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, 93.
- Graf, W. H. (1971) *Hydraulics of sediment transport*. McGraw Hill, Littleton, CO, USA.
- Graf, W. H. (1984) *Hydraulics of sediment transport*. McGraw Hill, Littleton, CO, USA.
- Graf, W. H. y Altinakar, M. S. (1991) Open channel flow: Introduction. In: *Encyclopedia of Hydrological Sciences* Wiley.
- Graf, W. H. y Altinakar, M. S. (1998) *Fluvial Hydraulics: Flow and transport processes in channels of simple geometry*. Willey, New York, USA, -681 pp.
- Graham, J. R. (1983) Analysis of the Upper Devonian Munster Basin, an example of a fluvial distributary system. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Eds. J.D.Collinson and J.Lewin), pp. 473-484.
- Gran, C. y Paola, C. (2001) Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Water Resources Research*, **37**, 3275-3283.
- Gressly, A. (1838) Observations géologiques sur le Jura soleurois. In: *Nouveaux mémoires de la Société Helvetique des Sciences Naturelles, Neuchâtel* vol.22 ed. 349 pp.
- Gruszczynski, M. y Rudowski, S. (1993) Rip currents as a geological tools. *Sedimentology*, **40**, 217-236.
- Gustavson, T. C., Hovorka, S. D. y Dutton, A. R. (1994) Origin of satin spar veins in evaporite basins. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 88-94.

- **Gutierrez Marco, J. C., Rábano, I. y Prieto Nogueira, M.** (1984) Nuevos hallazgos fósiles en las pizarras ordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra (Sistema Central). *I Congreso Español de Geología T, III*, 127-137.
- **Hadlari, T., Rainbird, R. H. y Donaldson, J. A.** (2006) Alluvial, eolian and lacustrine sedimentology of a Paleoproterozoic half-graben, Baker Lake Basin, Nunavut, Canada. *Sedimentary Geology*, **190**, 47-70.
- **Hammond, C.** (1998) *The basics of crystallography and diffraction*. Oxford science Publication, 249 pp.
- **Hampton, B. A. y Horton, B. K.** (2007) Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, **54**, 1121-1148.
- **Haq, B. L., Hardenbol, J. y Vail, P. R.** (1988) Mesozoic and Cenozoic stratigraphy and eustatic cycles. In: *Sea-level changes: An integrated approach*. (Ed. C.K. Wilgus), pp. 71-108.
- **Harms, J. C.** (1975) Stratification proceed by migrating bed form. En: *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*, pp. 45-59.
- **Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. y Walker, R. G.** (1975) *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*, 161 pp.
- **Harvey, A. M. y Well, S. G.** (1994) Late Pleistocene and Holocene changes in hillslope sediment supply to alluvial fan systems: Zzyzx, California. En: *Environmental Change in Drylands: Biogeographical and Geomorphological Perspectives*. (Eds. A. C. Millington y K. Pye), pp. 67-84. Wiley, Chichester.
- **Harvey, A. M., Mather, A. E. y Stokes, M.** (2005) *Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics*. The Geological Society of London.
- **Hassa, M. A.** (2005) Characteristics of gravel bars in ephemeral streams. *DOI*, 42.
- **Helland-Hansen, W. y Martinsen, O. J.** (1996) Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 670-688.
- **Heller, P. I. y Paola, C.** (1996) Downstream changes in alluvial architecture: an exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 297-306.
- **Heller, P. I., Paola, C., Hwang, I. G., John, B. y Steel, R.** (2001) Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *AAPG Bulletin*, **85**, 817-838.
- **Heller, P. I. y Paola, C.** (1989) The Paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States Western Interior. *Geology Society of American Bulletin*, **101**, 864-875.
- **Hernaiz, P. P., López, F., Cabra, P., Sole, J. y Escuder, J.** (1995) Riaza. Primera edición (432). Madrid, ITGE. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Segunda serie (MAGNA).
- **Hernán, F., Perni, A. y Ancochea, E.** (1981) El vulcanismo de área de Atienza. *Estudios Geológicos*, **37**, 13-25.
- **Hernández-Pacheco, E.** (1915) Geología y paleontología del Mioceno de Palencia. Memorias de la Comisión de Investigación Paleontológica y Prehistórica. 5, -75.
- **Hernandez-Pacheco, F. y Macau, F.** (1962) Descripción geográfica-geológica del itinerario: Madrid-Zaragoza por la N-II (Km. 0 al 320). *Bol. Serv. Geol. M. O. P.*, **14**, 1-44.
- **Hernando, S.** (1977) Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (provincia de Segovia, Soria y Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía*, **2**, 1-408.
- **Hernando, S.** (1973) El Pérmico en la región de Atienza-Somolinos (prov. de Guadalajara). *Boletín Geológico y Minero*, **84**, 231-235.
- **Hernando, S.** (1975) Pérmico y Triásico de la región de Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). 408 pp.
- **Hernando, S., Doubinger, J. y Adloff, M. C.** (1977) Datos cronoestratigráficos del Triásico Superior de la región de Ayllón-Atienza (Provincias de Guadalajara, Soria y Segovia). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 399-410.

- **Hernando, S.** (1977) Aspectos paleogeográficos del “Keuper” en el borde SW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 385-398.
- **Hernando, S.** (1980) Mapa geológico del Pérmico y Triásico de la Región Ayllón-Atienza. *Cuadernos Geología Ibérica*, **6**, 21-54.
- **Hernando, S. y Rincón, R.** (1987) El Triásico del sector de Mansilla (Demanda Suroriental-La Rioja). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 691-706.
- **Hickson, T. A., Sheets, B. A., Paola, C. y Kelberer, M.** (2005) Experimental Test of Tectonic Controls on Three-Dimensional Alluvial Facies Architecture. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 710-722.
- **Hinkelbein, K.** (1965) Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Froviní Teruel, Spanien). *Ober Geol Abh*, **14**, 55-95.
- **Hinkelbein, K.** (1969) El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín. *Revista de Teruel*, **41**, 35-76.
- **Hirst, J. P.** (1991) Variations in alluvial architecture across the Oligo-Miocene Huesca Fluvial System, Ebro Basin, Spain. En: *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*. (Eds. A. D. Miall y N. Tyler).
- **Hofmann, A., Tourani, A. y Gaupp, R.** (2000) Cyclicity of Triassic to Lower Jurassic continental red beds of the Argana Valley, Morocco: implications for palaeoclimate and basin evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**, 229-266.
- **Holbrook, J. M. y Schumm, S. A.** (1998) Geographic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, **305**, 287-306.
- **Homewood, W., Mauriaud, P. y Lafont, F.** (2000) *Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers*. Elf EP editions, Pau.
- **Hornung, J.** (1999) Dynamische stratigraphie, reservoir und aquifer sedimentologie einer alluvialen Ebene: Der Stubensandstein in Baden-Württemberg (Obere Trias, Mittlerer Keuper). Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, A 56. 156 pp.
- **Hornung, J. y Aigner, T.** (2002) Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, southern Germany) Part. 1: Sedimentology and Petrophysics. *Journal of Petroleum Geology*, **25**, 3-30.
- **Hornung, J. y Aigner, T.** (2002) Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: An outcrop analogue study (Upper Triassic, southern Germany) Part II: Cyclicity, controls and models. *Journal of Petroleum Geology*, **25**, 151-178.
- **Hornung, J. y Aigner, T.** (1999) Reservoir and aquifer characterization of fluvial architectural elements: Stubensandstein, Upper Triassic, southwest Germany. *Sedimentary Geology*, **129**, 215-280.
- **Horton, B. K. y DeCelles, P. G.** (2001) Modern and ancient megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in foldthrust belts. *Basin Research*, **13**, 43-63.
- **Hounslow, M. W., Mengyu, Hu, Ale M., Vigran, J. O., Weitschat, W. y Orchard, M. J.** (2007) Magneto-biostratigraphy of the Middle to Upper Triassic transition, central Spitsbergen, arectic Norway. *Journal of the Geological Society*, **164**, 581-597.
- **Hovikoski, J., Rasanen, M., Gingras, M. y Ranzi, A.** (2007) Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. *Sedimentology*, 1-32.
- **Howard, J. D. y Frey, R. W.** (1985) Physical and biogenic aspects of backbarrier sedimentary sequences, Georgia Coast, USA. *Marine Geology*, **63**, 77-127.
- **Hubert, J. F. y Hyde, M. G.** (1982) Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, **29**, 457-474.
- **Huerta, P. y Armenteros, I.** (2002) Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Detrítico-carbonática superior

- (Mioceno Superior, borde centro-oriental de la cuenca del Duero (Caleruega, Burgos). *Studia Geológica Salmantina*, **38**, 55-86.
- **Hunkins, D. W. L.** (1981) *X-Ray Diffraction. By disordered and ordered system*. Pergamon Press, 164 pp.
 - **Hunt, D. y Tucker, M. E.** (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.
 - **Hunt, D. y Gawthorpe, R. L.** (2000) *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. 83 pp.
 - **Husinec, A. y Read, J. F.** (2007) The Late Jurassic Tithonian a greenhouse phase in the Middle Jurassic-Early Cretaceous “cool” mode: evidence from the cyclic Adriatic Platform, Croatia. *Sedimentology*, **54**, 317-337.
 - **Ibbeken, H., Warnke, D. A. y Diepenbroek, M.** (1998) Granulometric study of the Hanaupah fan, Death Valley, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 481-492.
 - **ITGE** (1986) *Exploración y caracterización de pizarras ornamentales en el Sistema Central*.
 - **Jacquin, T. y Graciansky, P. C.** (1998) Transgressive/Regressive (Second Order) facies cycles: The effects of Tectono-Eustasy. En: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. (Eds. P. C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin y P. R. Vail), pp. 31-42. Tulsa/Oklahoma.
 - **James, N. P.** (1979) Shallowing-upward sequences in carbonates. En: *Facies Models* (Ed. R. G. Walker), pp. 109-119. Geoscience Canadá vol 1.
 - **Jansen, J. D. y Nanson, G. C.** (2005) Interaction of channel and floodplain forming processes in an anabranching river, Northern Australia. *8th International Conference on Fluvial Sedimentology*, 141.
 - **Jenkins, R. y Snyder, R. L.** (1996) *Introduction to X-Ray powder diffractometry*. 403 pp.
 - **Jervey, M. T.** (1988) Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: *Sea-level changes: An integrated approach* (Ed. C. K. Wilgus), pp. 39-40. SEPM Special Publication nº42.
 - **Jimenez, J. A., Madsen, O. S. y Asce, M.** (2003) A simple formula to estimate settling velocity of Natural Sediments. *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering*, **March/April**, 70-78.
 - **Johnson, K. G. y Friedman, G. M.** (1969) The Tully clastic correlatives (Upper Devonian) of New York State: a model for recognition of alluvial, dune, tidal, nearshore (bar and lagoon), and offshore sedimentary environments in a tectonic delta complex. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 451-485.
 - **Jones, H. L. y Hajek, E. A.** (2007) Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. *Sedimentary Geology*, **202**, 124-137.
 - **Jones, M. A., Heller, P. L., Roca, J., Garces, M. y Cabrera, L.** (2004) Time lag of syntectonic sedimentation across an alluvial basin: theory and example from the Ebro Basin, Spain. *Basin Research*, **16**, 489-506.
 - **Jordana, L. y Kindelan, J. A.** (1951) Sigüenza. Mapa Geológico de España, 1:50.000. (461) IGME.
 - **Jorgensen, P. J. y Fielding, C. R.** (1996) Facies architecture of alluvial floodbasin deposits: three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. *Sedimentology*, **43**, 479-495.
 - **Julien, P. Y. y Wargadalam, J.** (1995) Alluvial Channel Geometry: Theory and Applications. *Journal of Hydraulic Engineering*, **121**, 312-325.
 - **Julien, P. Y. y Rasian, J.** (1998) Upper-Regime Plane Bed. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1086-1096.
 - **Jurado, M. J.** (1988) El Triásico del subsuelo de la Cuenca del Ebro. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 259 pp.
 - **Jurado, M. J.** (1990) El Triásico y el Liásico basal evaporítico del subsuelo de la cuenca del Ebro. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y la zona de Levante*. (Eds. F. Orti y J. M. Salvany), pp. 21-28. Universidad de Barcelona.
 - **Kasprzyk, A.** (2003) Sedimentological and diagenetic patterns of anhydrite deposits in the Badenian evaporite

- basin of the Carpathian Doredeep, southern Poland. *Sedimentary Geology*, **158**, 167-194.
- **Keighley, D. G., Flint, S., Howell, J. y Moscariello, A.** (2003) Sequence stratigraphy in lacustrine basins: a model for part of the Green River Formation (Eocene), southwest Uinta Basin, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 987-1006.
 - **Kelly, S. B. y Olsen, H.** (1993) Terminal fans. A review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, **85**, 339-374.
 - **Kendall, A. C.** (1996) Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. H.G. Reading), pp. 281-324. Blackwell Science, Oxford.
 - **Kendall, R. L.** (1969) *An ecological history of the lake Victoria Basin*, 121-176 pp.
 - **Kendall, J. A.** (1931) Atienza. Mapa Geológico de España, 1:50.000. (433). IGME.
 - **Kent, D. V. y Olsen, P.** (1977) Paleomagnetism of Upper Triassic continental sedimentary rocks from the Dan River-Danville rift basin (eastern North America). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **109**, 366-377.
 - **Kent, D. V., Olsen, P. E. y Witte, W. K.** (1995) Late Triassic-earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark rift basin, eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 14965-14998.
 - **Kent, D. V. y Tauxe, L.** (2005) Corrected Late Triassic Latitudes for Continents Adjacent to the North Atlantic. *Science*, **307**, 240-244.
 - **Keogh, K. J., Rippon, J. H., Hodgetts, D., Howell, J. A. y Flint, S. S.** (2005) Improved understanding of fluvial architecture using three-dimensional geological models: a case study of the Westphalian A Silkstone Rock, Pennine Basin, UK. En: *Fluvial Sedimentology VII* (Eds. M. D. Blum, S. B. Marriott y S. Leclair).
 - **Kim, W., Paola, C., Voller, V. R. y Swenson, J. B.** (2006) Experimental measurement of the relative importance of controls on shoreline migration. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 270-283.
 - **Kirkham, A.** (1997) Shoreline evolution, aeolian deflation and anhydrite distribution of the Holocene, Abu Dhabi. *GeoArabia*, **2**, -403.
 - **Kirschbaum, M. A. y Hettinger, R. D.** (2004) *Facies, Analysis and Sequence Stratigraphic Framework of Upper Campanian Strata (Neslen and Mount Garfield Formations, Bluecastle Tongue of the Castlegate Sandstone, and Mancos Shale), Eastern Book Cliffs, Colorado and Utah*. 557. Denver, 1-38 pp.
 - **Klaus, J. S., Beer, W. W. y Hansen, B. T.** (2006) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ^{18}O , ^2H and ^3H as Geochemical Tracers for the Evolution of Brines in Evaporitic Deposits of the German Zechstein Basin. *Sediment 2006: 21th Meeting of Sedimentologists / 4th Meeting of SEPM Central European Section*, 102.
 - **Klaus, V. W.** (1964) Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. *Erdoel-Zeitschrift*, **80**, 119-132.
 - **Klaus, V. W.** (1964) Zur sporenstratigraphischen Einstufung von gipsführenden Schichten in Bohrungen. *Erdoel-Zeitschrift*, **80**, 119-132.
 - **Klein, G. V.** (1971) A sedimentary model for determining paleotidal range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**, 2585-2592.
 - **Kleinhans, M.** (2005) Dune-phase fluvial transport and deposition model of gravelly sand. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 75-97.
 - **Klotz, W.** (1990) Zyklische Gliederung des Unteren Muschelkalks ("Wellenkalk") auf der Basis von Sedimentations-Diskontinuitäten. *Zbl Geol Paläontol*, **9/10**, 1359-1367.
 - **Knighton, D.** (1998) *Fluvial Forms & Processes: A New Perspective*. Oxford University Press., New York, -383 pp.
 - **Kochel, R. C. y Baker, V.** (1982) Palaeoflood hydrology. *Science*, **215**, 353-361.
 - **Köppen, A.** (1997) Faziesentwicklung in der frühen Obertrias Mitteleuropas. Ein sequenzstratigraphischer Vergleich. *Gaea Heidelbergensis*, **2**, 1-233.
 - **Kozur, H. y Bachmann, G. H.** (2005) Correlation of the Germanic Triassic with the international scale.

- Albertiana*, **32**, 21-34.
- Kozur, H. y Bachmann, G. H. (2006) Correlation of the Germanic Triassic with the International Scale. *NGF Abstracts and Proceeding*, **3**, 77-89.
 - Krapf, C. B. E., Stanistreet, I. G. y Stollhofen, H. (2005) Morphology and fluvio-aeolian interaction of the tropical latitude, ephemeral braided-river dominated Koigab Fan, north-west Namibia. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 99-120.
 - Kraus, M. J. y Wells, T. M. (1999) Recognizing avulsion deposits in the ancient 637 stratigraphical record. En: *Fluvial Sedimentology VI* (Eds. N. D. Smith y J. Rogers), pp. 251-268.
 - Kraus, M. J. (2002) Basin-scale changes in floodplain paleosols: implications for interpreting alluvial architecture. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 500-509.
 - Kraus, M. J. y Hasiotis, S. T. (2006) Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: Examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 633-646.
 - Krumbein, W. C. (1934) Size Frequency distributions of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **4**, 65-77.
 - Krumbein, W. C. (1941) "Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **11**, 64-72.
 - Kutzbach, J. E. y Gallimore, R. G. (1989) Pangaeen Climates: Megamonsoons of the Megacontinent. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 3341-3357.
 - Labrada, F. (1966) Estudio geológico de la región de Huermeces (Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Madrid, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica.
 - Lang, S. C., Reilly, M., Krapf, C., Payenberg, T. H. D., Waclawik, V., Menacherry, S., Fisher, J. A., Tokarev, V. y Kassin, J. (2005) Fluvial and terminal splay reservoir analogues, lake Eyre, Australia. *8th International Conference on Fluvial Sedimentology*, 174-175.
 - Leclair, S. y Bridge, J. S. (2001) Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 713-716.
 - Leclair, S. y Blom, A. (2005) A quantitative analysis of the distribution of bed-surface elevation and the characteristics of associated deposits for subaqueous dunes. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 121-134.
 - Lendínez González, A. y Muñoz del Real, J. L. (1991) Berlanga de Duero. (405). Madrid, ITGE. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Segunda serie (MAGNA).
 - Leopold, L. B. y Wolman, M. G. (1957) River channel patterns: braided, meandering and straight. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **282B**, 39-85.
 - Leopold, L. B., Wolman, M. G. y Miller, J. P. (1964) *Fluvial Processes in Geomorphology*. Freeman, San Francisco.
 - Leschik, G. (1956) Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel II. Die Iso- und Mikrosporen. *Mém. Suisses. Paléontol.*, **72**, 5-70.
 - Leschik, G. (1956) Die Keuperflora von Neuwelt bei Basel II. Die Iso- und Mikrosporen. *Mém. Suisses. Paléontol.*, **72**, 5-70.
 - Loope, D., Rowe, C. y Joeckel, R. M. (2001) Annual Monsoon rains recorded by Jurassic Dunes. *Nature*, **412**, 64-66.
 - López, J. y Arche, A. (1986) Evolución sedimentológica de la unidad intermedia en facies Buntsandstein en el sector S. de la Rama castellana de la Cordillera Ibérica, provincias de Cuenca y Valencia. *Congreso español de Sedimentología Resumen de Comunicaciones*, **100**.
 - López, J. y Arche, A. (1992) Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y el Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **48**, 123-143.
 - -López, J., Arche, A. y Pérez López, A. D. (2002) Permian and Triassic. En: *The Geology of Spain* (Eds. W.Gibbons and T.Moreno), pp. 185-212. Geological Society, London.

- **López Garrido, A.C. and Rodríguez, T.** (1970) Características sedimentarias de la Formación Chiclana de Segura. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **1**, 17-21.
- **López Garrido, A. C.** (1971) Geología de la zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén. Universidad de Granada. 317 pp.
- **López, J.** (1985) Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE. de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (Provincia de Cuenca y Valencia). Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 442 pp.
- **López, J. y Arche, A.** (1986) Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector sureste de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia). *Estudios Geológicos*, **42**, 259-270.
- **López, J.** (1987) Aspectos sedimentológicos y estratigráficos de las facies Buntsandstein y Muschelkalk entre Cueva de Hierro y Chelva (Provincia de Cuenca y Valencia), Serranía de Cuenca, España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 647-664.
- **López, J., Marquez-Aliaga, A., Arche, A. y Goy, A.** (1987) Las facies Muschelkalk de Henarejos (Cuenca): Sedimentología y fauna del tramo superior. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 665-676.
- **López, J. y Arche, A.** (1994) La Formación Brechas de Tabarreña (Pérmico Inferior): Depósitos de flujos con densidad variable al SE de la Cordillera Ibérica. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **89**, 131-144.
- **Lotze, F.** (1929) Stratigraphie und tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). Ab. d. Wiss. Gottingen. M. 14 (3), 320 pp.
- **Lotze, F.** (1956) Über sardischen bewegungen in spanien und ihre beziehungen zur assyntischen faltung. *Geotekt Symposium H Stille*, 129-139.
- **Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. y Baum, G. R.** (1998) Condensed sections: The key to age-dating and correlation of continental margin sequences. En: *Sea-level changes - An integrated approach*. (Eds. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendal, H. W. Posamentier, C. A. Ross y J. C. Van Wagoner), pp. 183-213.
- **Lucas, J., García Palacios, M., Marfil, R. y De la Peña, J. A.** (1977) Le bassin Triasique de la branche castellane de la Chaîne Iberique, III. Histoire. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 369-374.
- **Lucas, J., García de Palacios, M., Marfil, R. y De la Peña, J. A.** (1977) La cuenca triásica de la Rama Castellana de la Cadena Ibérica I: Petrología y mineralogía. *GI*, **4**, 341-354.
- **Lunt, I. A., Bridge, J. S. y Tye, R. S.** (2004) A quantitative, three-dimensional depositional model of gravelly braided rivers. *Sedimentology*, **51**, 377-414.
- **Luzón, A.** (2005) Oligocene-Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. *Sedimentary Geology*, **177**, 19-39.
- **Mädler, K.** (1964) Die geologische Verbreitung von Sporen und Pollen in der Deutschen Trias. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, **65**, 147 pp.
- **Magee, J. W., Bowler, J. M., Miller, G. H. y Williams, D. L. G.** (1995) Stratigraphy, sedimentology, chronology, and palaeohydrology of Quaternary lacustrine deposits at Madigan Gulf, Lake Eyre, South Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **113**, 3-42.
- **Mancheño, M. A. y Rodríguez, T.** (1985) Geología de los diapiros triásicos en el Noreste de la provincia de Murcia. *Estudios Geológicos*, **41**, 189-200.
- **Marfil, R.** (1970) Estudio petrogenético del Keuper en el sector meridional de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* **26**, 113-161.
- **Maroulis, J. C. y Nanson, G.C.** (1996) Bedload transport of aggregated muddy alluvium from Cooper Creek, central Australia - a flume study. *Sedimentology*, **43**, 771-790.
- **Márquez, A.** (1983) Bivalvos del Triásico Medio del sector meridional de la Cordillera Ibérica y de las Catalánides. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 430 pp.
- **Marr, J. G., Swenson, J. B., Paola, C. y Voller, V. R.** (2000) A two-diffusion model of fluvial stratigraphy in

- closed depositional basins. *Basin Research*, **12**, 381-398.
- **Marriott, S. B. y Wright, V. P.** (2006) Investigating paleosol completeness and preservation in mid-Paleozoic alluvial paleosols: A case study in paleosol taphonomy from the Lower Old Red Sandstone. *Geological Society of America, Special Paper* **416**, 43-52.
 - **Marti, C. y Bezzola, G. R.** (2005) Braided gravel-bed rivers with a limited width: preliminary results of a hydraulic model study. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 135-144.
 - **Martínez, E.** (2001) *Hidráulica fluvial: Principios y práctica*. Bellisco. 300 pp.
 - **Martinsen, O. J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H. y Idil, S.** (1999) Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, **46**, 235-259.
 - **Martín-Vivaldi, J. L., McEwan, D. M. C. y Rodríguez, G. M.** (1957) Triassic chlorites from the Jura and the Catalanian coastal range. *Clay Min Bull*, **3**, 177-189.
 - **Marzo, M.** (1980) El Buntsandstein de los Catalánides; Estratigrafía y procesos de sedimentación. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 317 pp.
 - **Marzo, M. y Calvet, F.** (1985) Síntesis sedimentaria. *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, 52-67.
 - **Marzo, M., Calvet, F., Orti, F. y Solé, N.** (1985) Evolución sedimentaria del ciclo triásico en los Catalánides. *Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, 89-90.
 - **Mason, C. C. y Folk, R. L.** (1958) Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis, Mustang Island, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **28**, 211-226.
 - **Matesanz, J.** (1987) Estudio sedimentológico de las facies Buntsandstein en el extremo NW de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Prov. de Soria). *Tesis de Licenciatura*.
 - **Mazo, A. V. y Jordá Pardo, J. F.** (1994) Los proboscidos Neógenos de Piquera de San Esteban (Cuenca del Duero, Soria). Implicaciones bioestratigráficas. *Estudios Geológicos*, **50**, 239-245.
 - **Mazo, A. V., Jordá Pardo, J. F., Made, J., Herráez, E. y Armenteros, I.** (1999) Montejo de la Vega de la Serrezuela (segovia). Aportaciones a la bioestratigrafía del Aragoniense del sector SW de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico-Mineros ITGE*, **26**, 274-275.
 - **McCarthy, I. A. J.** (1990) Alluvial sedimentation patterns in the Munster Basin, Ireland. *Sedimentology*, **37**, 685-712.
 - **McCubbin, D. G.** (1982) Barrier-island and strand-plain facies. En: *Sandstone Depositional Environments* (Eds. P. A. Scholle y D. Spearing), pp. 247-279.
 - **McFadden, P. L. y Lowes, F. J.** (1981) The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **67**, 19-33.
 - **McLean, S. R.** (2009) On the calculation of suspended load for non cohesive sediments. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 5759-5770.
 - **Meléndez, A., Aurell, M., Badenas, B. y Soria, A. R.** (1995) Las rampas carbonatadas del Triásico Medio en el sector Central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **19**, 174-199.
 - **Menacherry, S., Lang, S. C. y Payenberg, T. H. D.** (2005) Dryland sediments from source to sink-lake Eyre basin, Australia. *8th International Conference on Fluvial Sedimentology*, 201.
 - **Meunier, P. y Métivier, F.** (2000) Sediment transport in a microscale braided stream: from grain size to reach size. En: *Braided Rivers; Process, Deposits, Ecology and Management*. (Eds. G. Sambrook, J. L. Smith, C. Best, C. Bristow, y G. E. Petts), pp. 212-226. Blackwell Publishing, Oxford.
 - **Meunier, P., Métivier, F., Lajeunesse, E., Mériaux, A. S. y Faure, J.** (2006) Flow pattern and sediment transport in a braided river: the "torrent de St. Pierre" (French Alps). *Journal of Hydrology*, **330**, 496-505.
 - **Miall, A.D. y Jones, B.** (2003) Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 531-545.

- Miall, A. D. (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13**, 1-62.
- Miall, A. D. (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: *Fluvial Sedimentology* (Ed. Miall, A. D.), pp. 597-604. Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir.
- Miall, A. D. (1981) Analysis of Fluvial Depositional System. AAPG. AAPG Educational Course Series. 75 pp.
- Miall, A. D. (1985) Architectural Element Analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**, 261-308.
- Miall, A. D. (1996) *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer. 586 pp.
- Miall, A. D. (2002) Architecture and sequence stratigraphy of Pleistocene fluvial Systems in the Malay Basin, based on seismic time-slice analysis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **86**, 1201-1216.
- Miall, A. D. (1997) *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag, Berlin, 433 pp.
- Mietto, P. y Manfrin, S. (1995) A new highly resolved Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys realm. A preliminary report. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**, 539-563.
- Mitjavila, J. y Martí, J. (1986) El volcanismo triásico del sur de Catalunya. *Rev. Inv. Geol.*, **42/43**, 89-130.
- Mohrig, D., Heller, P. I., Paola, C. y Lyons, W. J. (2000) Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Matarranya system (northern Spain) and Wasatch Formation (western Colorado). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **112**, 1787-1803.
- Molina, E. y Armenteros, I. (1986) Los arrasamientos Plioceno y Plio-pleistoceno en el sector sureste de la cuenca del Duero. *Estudios Geológicos de Salamanca*, **22**, 293-307.
- Molina, E. y Pérez-González, A. (1989) Depresión del Duero. In: *Memoria del mapa del Cuaternario de España. E. 1:1.000.000*. (Ed. ITGE), pp. 153-161. Madrid.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J., Van der Voo, R., Lucas, J. y Heyden, S. (1991) Paleomagnetism of the Moenkopi and Chinle Formations in Central New Mexico: Implications for the North American Apparent Polar Wander Path and Triassic Magnetostratigraphy. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 14239-14262.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. y Lucas, S. G. (1993) *Bull. New Mexico Mus. Nat. Hist. Sci.*, **3**, 345-352.
- Molina-Garza, R. S., Geissman, J. W., Lucas, S. G. y Van der Voo, R. (1996) Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of Triassic strata in the Sangre de Cristo Mountains and Tucumcari Basin, New Mexico, USA. *Geophys. J. Int.*, **124**, 935-953.
- Molin-Cruz, A., Pérez-Cruz, L. y Montreal-Gómez, M.A. (2002) Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, **49**, 1401-1410.
- Moreton, D. J., Ashworth, P. J. y Best, J. (2002) The physical scale modelling of braided alluvial architecture and estimation of subsurface permeability. *Basin Research*, **14**, 265-285.
- Muñoz, A. (1987) Análisis sedimentológico de la parte superior del Buntsandstein en Rillo de Gallo (Guadalajara). *Tesis de Licenciatura Universidad Complutense de Madrid*.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez-Moya, Y. (1990) Analysis of electrofacies in the Triassic of the Iberian Range (Spain). 13th International Sedimentological Congress. pp. 374-375.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sánchez Moya, Y. y Sopena, A. (1992) Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain. *Sedimentary Geology*, **75**, 257-281.
- Muñoz, A. (1990) Análisis del Pérmico y Triásico en el subsuelo del Tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. Universidad Complutense de Madrid; Instituto de Geología Económica. 376 pp.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sopena, A. y Sánchez-Moya, Y. (1995) Caracterización de las unidades litoestratigráficas del Triásico en el subsuelo del Tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica y áreas adyacentes. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **19**, 129-172.

- Murray, A. B. y Paola, C. (1994) A celular Models of Braided River. *Nature*, **371**, 54-57.
- Murray, A. B. y Paola, C. (2003) Modeling the effect of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, **28**, 131-143.
- Mutti, M. y Weissert, H. (1995) Triassic Monsoonal climate and its signature in Ladinian-Carnian carbonate platforms (Southern Alps, Italy). *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 357-367.
- Muttoni, G. y Kent, D. V. (1994) Paleomagnetism of latest Anisian (Middle Triassic) sections of the Prezzo Limestone and the Buchenstein Formation, Southern Alps, Italy. *Earth planet. Sci. Lett.*, **122**, 1-18.
- Muttoni, G., Channell, J., Nicora, A. y Rettori, R. (1994) Magnetostratigraphy and biostratigraphy of an Anisian-Ladinian (Middle Triassic) boundary section from Hydra (Greece). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **111**, 249-262.
- Muttoni, G., Kent, D. V. y Gaetani, M. (1995) Evolution of Pangea: paleomagnetic constraints from the Southern Alps, Italy. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**, 245-260.
- Muttoni, G., Kent, D. V., Meco, S., Nicora, A., Gaetani, M., Balini, M., Germani, D. y Rettori, R. (1996) Magnetobiostratigraphy of the Spathian to Anisian (Lower to Middle Triassic) Kcira section, Albania. *Geophys J Int*, **127**, 503-514.
- Muttoni, G., Kent, D. V., Brack, P., Nicora, A., Gaetani, M. y Balini, M. (1997) Middle Triassic magnetostratigraphy and biostratigraphy from the Dolomites and Greece. *Earth planet. Sci. Lett.*, **146**, 107-120.
- Muttoni, G., Kent, D., Olsen, P., Di Stefano, P. y Lowrie, W (2004) Tethyan magnetostratigraphy from Pizzo Mondello (Sicily) and correlation to the Late Triassic Newark astrochronological polarity time scale. *Geol Soc Am Bull*, **116**, 1043-1058.
- Nanson, G. C., Tooth, S. y Knighton, D. (2002) A global perspective on dryland rivers: Percepcions and distinctions. En: *Dryland rivers. Hydrology and geomorphology of semiarid channel*. (Eds. Bull, L. J. y Kirkby, M. J.), pp. 19-54. Wiley & Sons.
- Nanson, G. C., Tooth, S. y Knighton, A. D. (2002) A global Perspective on Dryland Rivers: Perceptions, Misconceptions and Distinctions. En: *Dryland Rivers: Hidrology and Geomorphology of semi-arid Channels*. (Ed. L. J. Bull y M. J. Kirby), pp. 17-51. John Wiley & Sons, Ltd.
- Nemec, W. y Muszynski, A. (1982) Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of the Sofia district (Bulgaria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **52**, 239-303.
- Nemec, W. y Kazanci, N. (1999) Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and paleoclimatic significance. *Sedimentology*, **46**, 139-170.
- Nichols, G. J. (1987) Structural controls on fluvial distributary systems—the Luna System, Northern Spain. En: *Recent Developments in Fluvial Sedimentology* (Eds. F. G. Ethridge, R. M. Florez, y M. D. Harvey), pp. 269-277. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists.
- Nichols, G. J. (1989) Structural and sedimentological evolution of part of the west central Spanish Pyrenees in the Late Tertiary. *Journal of Geological Society*, **146**, 851-857.
- Nichols, G. J. (2004) Sedimentation and base level controls in an endorheic basin: the Tertiary of the Ebro Basin, Spain. *Boletín Geológico y Minero*, **115**, 427-438.
- Nichols, G. J. (2005) Sedimentary evolution of the Lower Clair Group, Devonian, west of Shetland: climate and sediment supply controls on fluvial, aeolian and lacustrine deposition. In: *Petroleum Geology: North West Europe and Global Perspectives - Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference* (Eds. A. G. Doré y B. A. Vining), pp. 957-967.
- Nichols, G. J. y Hirst, J. P. (1998) Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, northern Spain; contrasting processes and products. *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 879-889.
- Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P. y Hopkins, T. S. (1985) The shoreface. En: *Coastal Sedimentary Environments* (Ed. J. R. A. Davis), pp. 533-624. Springer-Verlag, Nueva York.
- Nikora, V., Aberle, J. y Malcolm, G. (2004) Sediment Flood: Settling Velocity, Flocculation Factor, and Optical Backscatter. *Journal of Hydraulic Engineering*, **130**, 1043-1047.

- **Nio, S. D. y Yang, C. S.** (1991) Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: A review. E: *Clastic Tidal Sedimentology*. (Eds. D. G. Smith, G. E. Einson, B. A. Aitlin y R. A. Ahmani), pp. 3-28. Canadian Society of Petroleum Geologist.
- **Nitsch, E.** (1996) Fazies, Diagenese und Stratigraphie der Grabfeld-Gruppe Süddeutschlands (Keuper, Trias). Rottenburg, Dissetation an der Universität Köln. 355 pp.
- **Nitsch, E.** (1997) Zyklostratigraphie der Grabfeld-Formation (unterer Mittelkeuper, Obertrias) in Süddeutschland. *Freiberger Forschungshefte*, **C468**, 245-257.
- **Noe-Nygaard, N. y Surlyk, F.** (1988) Washover fan and brackish bay sedimentation in the Berriasian-Valanginian of Bornholm, Denmark. *Sedimentology*, **35**, 197-217.
- **North, C. P. y Warwick, G. L.** (2007) Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 693-701.
- **Nozal, F.** (1997) San Esteban de Gormaz. (376). Madrid, ITGE. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. Segunda Serie (MAGNA).
- **Nozal, F. y Rubio, F.** (2001) Ayllón. (404). Madrid, ITGE. Segunda Serie MAGNA. E. 1:50.000.
- **Nozal, F.** (2009) Fuentelcesped. Segunda Edición (375). Madrid, ITGE. Segunda Serie MAGNA, E. 1:50.000.
- **Nummedal, D., Riley, G. W. y Templet, P. L.** (1993) High-resolution sequence architecture: a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. En: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. (Eds. H. W. Posamentier, C. P. Summerhayes, B. U. Haq y G. P. Allen), pp. 55-68.
- **Oestel, G. F.** (1984) The barrier island system. *Marine Geology*, **63**, 1-18.
- **Ogg, J. G.** (1995) Magnetic Polarity Time Scale of the Phanerozoic. *Earth and Atmospheric Sciences*, 240-270.
- **Okazaki, H. y Masuda, F.** (1995) Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment*, **24**, 275-288.
- **Olsen, H.** (1989) Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology*, **61**, 207-221.
- **Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. y Roe, S. L.** (1995) Sequential architecture in a fluvial succession: Sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, **B65**, 265-280.
- **Ordóñez, S., López Aguayo, F. y García del Cura, M. A.** (1976) Estudio Geológico de las "facies rojas" pliocuaternarias del borde SE de la Cuenca del Duero (provincia de Segovia). *Estudios Geológicos*, **32**, 215-220.
- **Orti, F.** (1982) Sur les conditions de dépôt, la diagenese et la structure des evaporites triassiques dans l'est de l'Espagne. *Sciences de la Terre*, **25**, 179-199.
- **Orti, F. y Pueyo, J. J.** (1984) Evaporite sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Revista d'Investigacions Geològiques, Barcelona*, **38/39**, 169-220.
- **Orti, F.** (1987) Aspectos sedimentológicos de las evaporitas del Triásico y del Liásico Inferior en el E. de la Península Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 837-858.
- **Orti, F. y Salvany, J. M.** (1990) *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y de las cadenas periféricas, y de la zona de Levante*. ENRESA-GPPG. Universidad de Barcelona., 306 pp.
- **Orti, F. y Pérez López, A. D.** (1994) *El Triásico Superior del Levante*. Guía de Campo., 63 pp.
- **Orti, F. y Rosell, L.** (2000) Evaporative system and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*, **47**, 665-685.
- **Orti, F., Rosell, L. y Anadón, P.** (2003) Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (southern Teruel Basin, NE Spain): an occurrence of pelletal gypsum rhythmites. *Sedimentology*, **50**, 361-386.
- **Orti, F. y Salvany, J. M.** (2004) Coastal salina evaporites of the Triassic-Liassic boundary in the Iberian Peninsula: the Alacón borehole. *Geologica Acta*, **2**, 291-304.
- **Ortí, F.** (1974) El Keuper del Levante Español. *Estudios Geológicos*, **30**, 7-46.

- **Ortí, F. y Bayo, A.** (1977) Características litoestratigráficas del Triásico Medio y Superior en el “Baix Ebre” (Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 223-238.
- **Ortí, F. y Pueyo, J. J.** (1983) Salinas de evaporación del litoral mediterráneo peninsular. Sedimentología y geoquímica de sus precipitados. *Congreso Nacional de Sedimentología*, **10**.
- **Ortí, F., García-Veigas, J., Rosell, L., Jurado, M. J. y Utrilla, R.** (1996) Formaciones salinas de las cuencas triásicas de la Península Ibérica: caracterización petroquímica y geoquímica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, 13-35.
- **Ortí, F.** (2004) Últimas etapas de actividad del rifting. Sedimentos asociados. En: *Geología de España* (Ed. J. A. Vera), pp. 492-495. SGE-IGME, Madrid.
- **Ortí, F., Rosell, L., Inglés, M. y Playá, E.** (2007) Depositional models of lacustrine evaporites in the SE margin of the Ebro Basin (Paleogene, NE Spain). *Geologica Acta*, **5**, 19-34.
- **Ortlam, D.** (1971) Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. *Geol. Rundsch.*, **63**, 850-884.
- **Osete, M. L., Rey, D., Villalain, J. J. y Juárez, M. T.** (1997) The late Carboniferous to Late Triassic segment of the apparent polar wander path of Iberia. *Geologie in Mijnbouw*, **76**, 105-119.
- **Padgett, G. V. y Ehrlich, R.** (1976) Paleohydrologic analysis of a late Carboniferous fluvial system, southern Morocco. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **87**, 1101-1104.
- **Paik, I. S. y Kim, H. J.** (2003) Palustrine calcretes of the Cretaceous Gyeongsang Supergroup, Korea: Variation and paleoenvironmental implications. *The Island Arc*, **12**, 110-124.
- **Paik, I. S. y Kim, H. J.** (2006) Playa Lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong formation, Korea: Occurrences and paleoenvironments. *Sedimentary Geology*, **187**, 83-103.
- **Palacios, P.** (1879) Reseña geológica y física de la parte NW de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. de Esp.*, **XVI**.
- **Palacios, P.** (1890) Descripción física, geológica y agrobiológica de la provincia de Soria. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, **XVI**.
- **Paola, C., Wiele, S. M. y Reinhart, M. A.** (1989) Upper regimen parallel lamination as the result of the turbulent sediment transport and low-amplitude bed form. *Sedimentology*, **36**, 47-59.
- **Paola, C., Parker, G., Mohrig, D. y Whipple, K. X.** (1999) The influence of transport fluctuations on spatially averaged topography on a Sandy, braided fluvial, Fan. *Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations, SEPM Special Publications*, **62**, 211-218.
- **Paola, C., Mullin, J., Ellis, C., Mohrig, D., Swenson, J. B., Parker, G., Hickson, T., Heller, P. I., Pratson, L., Syvitski, J., Sheets, B. y Strong, N.** (2001) Experimental Stratigraphy. *GSA Today*, **July**, 4-9.
- **Paola, C. y Borgman, L.** (1991) Reconstructing random topography from preserved stratification. *Sedimentology*, **38**, 553-565.
- **Paola, C. y Seal, R.** (1995) Grain size patchiness as a cause of selective deposition and downstream fining. *Water Resources Research*, **31**, 1395-1407.
- **Paola, C. y Mohrig, D.** (1996) Palaeohydraulics revisited: palaeoslope estimation in coarse-grained braided rivers. *Basin Research*, **8**, 243-254.
- **Paola, C.** (2000) Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, **47**, 121-178.
- **Parés, J. M. y Dinarés, J.** (1994) Iberian Triassic paleomagnetism revised: Intraplate block rotations versus polar wandering. *Geophysical Research Letters*, **21**, 2155-2158.
- **Parker, G. and Coleman, N. L.** (1986) Simple model of sediment laden flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, **112**, 356-375.
- **Parker, G.** (1976) On the cause and the characteristic scales of meandering and braiding in rivers. *Journal of Fluid Mechanics*, **76**, 457-480.
- **Parker, G., Paola, C., Whipple, K. X. y Mohrig, D.** (1998) Alluvial fans formed by Channelized Fluvial and

- Sheet Flow. II: Application. *Journal of Hydraulic Engineering*, **October**, 996-1004.
- **Parker, G., Paola, C., Whipple, K. X. y Mohrig, D.** (1998) Alluvial Fans Formed by Channelized Fluvial and Sheet Flow. I: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, **October**, 985-995.
 - **Parker, G., Paola, C. y Leclair, S.** (2000) Probabilistic Exner Sediment Continuity Equation for Mixtures with No Active Layer. *Journal of Hydraulic Engineering*, **November**, 818-826.
 - **Parker, G.** (2005) e-book: 1D Morphodynamics of Rivers and Turbidity Currents. Internet Communication.
 - **Parker, G.** (2006) *Summer Short Course on Environmental Fluid Mechanics: Theory, Experiments and Applications, Karlsruhe, Germany. June 12-23.*
 - **Parker, G.** (2007) *Gary Parker's Morphodynamics Web Page.*
 - **Parrish, J. M.** (1993) Mesozoic Climates of the Colorado Plateau. En: *Aspects of Mesozoic Geology and Paleontology of the Colorado Plateau* (Ed. Museum of Northern Arizona Bulletin), pp. 1-66. Morales, M.
 - **Paul, J. y Franke, W.** (1977) Sedimentologie einer Transgression: Die Röt/Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh.*, 148-177.
 - **Paul, J.** (1982) Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. *Geol Rundsch.*, **71**, 795-811.
 - **Peña, J. A.** (1968) Estudio geológico de los alrededores de Alcolea del Pinar. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 128 pp.
 - **Peña, J. A., Arribas, J., Cruz, B. y Marfil, R.** (1983) Diagenetic model of Permo-Triassic continental and transitional sandstones (red beds) in the Iberian Range, Spain. *Abstracts 4th IAS Regional Meeting*, 137.
 - **Peña, J. A., Arribas, J., Cruz, B. y Marfil, R.** (1983) Diagenetic model of Permo-Triassic continental and transitional Sandstone (red beds) in the Iberian Range. *Abstracts 4th IAS Regional Meeting (Split-Yugoslavia)*, pp. 137-139.
 - **Pérez Arlucea, M. y Sopena, A.** (1983) Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos en el noroeste de la Sierra de Albarracín (provincia de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, **39**, 329-343.
 - **Pérez Arlucea, M.** (1991) Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico Medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **4**, 143-164.
 - **Pérez Arlucea, M. y Rey García, D.** (1994) *Sedimentación continental y marina del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica. III Congreso de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España, Cuenca.*, -56 pp.
 - **Pérez Arlucea, M., Filgueira, M., Freijido, M. y Mendez, G.** (2000) Parámetros morfométricos e hidrológicos de las cuencas de drenaje y ríos tributarios a la ría de Vigo. Estimación de las variaciones anuales en las cargas en suspensión y en disolución. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **26**, 171-187.
 - **Pérez Gonzalez, A.** (1968) Estudio geológico de los alrededores de Campisábalo (Guadalajara-Soria). Tesis Licenciatura. Madrid, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica.
 - **Pérez López, A. D.** (1991) El Trias de facies germánicas del sector central de la Cordillera Bética. Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. 400 pp.
 - **Pérez López, A. D., Solé de Porta, N., Márquez, L. y Márquet-Aliaga, A.** (1992) Caracterización y datación de una unidad carbonatada de edad Noriense (Fm. Zamoranos) en el Triás de la zona Subbética. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5**, 113-127.
 - **Pérez López, A. D.** (1994) Aplicación de un modelo secuencial en las facies Keuper del Triás Sudibérico (Zona Subbética). *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, 97.
 - **Pérez López, A. D., Solé de Porta, N. y Ortí, F.** (1996) Facies carbonato-evaporíticas del Triás Superior y tránsito al Lías en el Levante español: Nuevas precisiones estratigráficas. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **20**, 245-270.

- Pérez López, A. D. y Pérez-Valera, F. (2007) Palaeogeography, facies and nomenclature of the Triassic units in the different domains of the Betic Cordillera (S Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Pérez Mazario, F. (1990) Estratigrafía de la Unidad Inferior del Pérmico del sector Atienza-Ujados (Borde NE del Sistema Central Español). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3**, 307-332.
- Pérez Mazario, F. (1990) Estratigrafía de la unidad inferior del Pérmico del sector de Atienza-Ujados (borde noreste del Sistema Central Español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**, 117-150.
- Pérez Mazario, F., Hernando, S. y Rincón, R. (1992) Evolución en dos etapas de las cuencas pérmicas del borde noroeste del Sistema Central español. Análisis sedimentológico y procedencia de materiales. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **16**, 91-114.
- Pérez-Arlucea, M. (1985) Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. (Provincias de Guadalajara y Teruel). Instituto de Geología Económica del C.S.I.C. y Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Ciencias Geológicas; Departamento de Estratigrafía. 322 pp.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopena, A. (1985) Estratigrafía del Pérmico y el Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (prov. de Guadalajara y Teruel). *Estudios Geológicos*, **41**, 207-222.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopena, A. (1986) Estudio Sedimentológico del Saxonense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**, 117-150.
- Pérez-Arlucea, M. (1987) Distribución paleogeográfica de las unidades del Pérmico y del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 607-622.
- Pérez-Arlucea, M. (1987) Sedimentología de las unidades carbonáticas del Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 623-646.
- Pérez López, A. and López Chicano, M. (1990) Las facies de areniscas en el Keuper inferior del Triás Subbético de Alcaudete (Cordillera Bética). *Geogaceta*, **7**, 7-17.
- Pérez-Mazario, F., Aracil Avila, E., Hernando, S. y Rincón, R. (1990) Las facies terrígenas del Muschelkalk basal en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica. *Geogaceta*, **7**, 18-20.
- Pérez-Valera, F. y Pérez López, A. D. (2003) Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico al sureste de Calasparra (Murcia). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **16**, 35-50.
- Pérez-Valera, F. (2005) Estratigrafía y tectónica del Triásico Sudibérico en el sector oriental de la Cordillera Bética. PhD Thesis, Universidad de Granada.
- Pérez-Valera, F. y Pérez López, A. D. (2007) Stratigraphy and sedimentology of Muschelkalk carbonates of the Southern Iberian Continental Palaeomargin (Siles and Cehegín Formations, Southern Spain). *Facies*, **54**, 61-87.
- Phipps, D. y Playford, G. (1984) Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. *Pap. Dept. Geol. Univ. Queensland*, **11**, 1-23.
- Pickup, G. y Warner, R. F. (1976) Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *Journal of Hydrology*, **29**, 51-75.
- Pinilla, A., Aleixandre, T. y Leiva, A. (1969) Areniscas triásicas del Buntsandstein de la provincia de Guadalajara. 1) Atienza. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **67**, 35-70.
- Pinilla, A., Aleixandre, T. y Leiva, A. (1970) Areniscas triásicas del Buntsandstein de la provincia de Guadalajara. 2) Sigüenza. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **68**, 73-109.
- Plint, A. G. y Nummedal, D. (2000) The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. En: *Sedimentary Responses to Forced Regressions* (Eds. D. Hunt y R. L. Gawthorpe), pp. 1-17. London.
- Poppelreiter, M. (1999) Controls on epeiric successions exemplified with the mixed siliciclastic-carbonate Lower Keuper (Ladinian- German Basin). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, A51. 126 pp.
- Poppelreiter, M. y Aigner, T. (2003) Unconventional patterns of reservoir facies distribution in epeiric

- successions: Lessons from an outcrop analog (Lower Keuper, Germany). *AAPG Bulletin*, **87**, 39-70.
- **Posamentier, H. W. y Vail, P. R.** (1988) Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (Ed. C. K. Wilgus), pp. 125-154. Tulsa/Oklahoma.
 - **Posamentier, H. W. y Allen, G. P.** (1999) *Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications*. Tulsa/Oklahoma, -210 pp pp.
 - **Postman, G.** (2003) Fan Delta. En: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. (Eds. G. V. Middleton, M. J. Church, M. Coniglio, L. A. Hardie y F. J. Longstaffe) Kluwer Academic Publishers, UK.
 - **Postman, G. y Berg van Saparoea, A. P. H.** (2005) Physical modeling of impact of sediment flux on stratigraphic architecture of shelf systems. In: *Report for Norsk Hydro, Stavanger* Norway.
 - **Powers, M. C.** (1953) A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**, 117-119.
 - **Prochnow, S. J., Nordt, L. C., Atchley, S. C., Hudec, M. R. y Boucher, T. E.** (2005) Triassic paleosol catenas associated with a salt-withdrawal minibasin in southeastern Utah, U.S.A. *Rocky Mt. Geol.*, **40**, 25-49.
 - **Prochnow, S. J., Nordt, L. C., Atchley, S. C. y Hudec, M. R.** (2006) Multi-proxy paleosols evidence for middle and late Triassic climate trends in eastern Utah. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**, 53-72.
 - **Quintero, I., Almela Samper, A., Gómez Nogueroles, E., Martínez Díaz, C. y Mansilla Izquierdo, H.** (1977) El Trias de facies germánica de Alpera. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 447-454.
 - **Raaf, J. F. M. y Boersma, J. R.** (1971) Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geol. Mijnb.*, **50**, 479-503.
 - **Ramaekers, P. y Catuneanu, O.** (2004) Development and sequences of the Athabasca Basin, Early Proterozoic, Saskatchewan and Alberta, Canada. En: *The Precambrian Earth: Tempos and events*. (Eds. P. G. Eriksson, W. Altermann, D. Nelson, W. Mueller y O. Catuneanu), pp. 705-723. Elsevier Science Ltd., Amsterdam.
 - **Ramos, A., Sopena, A. y Pérez-Arlucea, M.** (1986) Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 862-875.
 - **Ramos, A.** (1973) Estratigrafía del Pérmico, Triásico y Cretácico del los alrededores del embalse de Pálmaces. Tesis de Licenciatura. Madrid, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica. Universidad Complutense de Madrid.
 - **Ramos, A. y Sopena, A.** (1976) Estratigrafía del Pérmico y el Triásico en el sector Tamajón-Pálmaces de Jadraque (prov. de Guadalajara). *Estudios Geológicos*, **31**, 61-76.
 - **Ramos, A.** (1979) Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y del Triásico al O de Molina de Aragón. (prov. de Guadalajara). Departamento de estratigrafía y geología histórica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 312 pp.
 - **Ramos, A. y Sopena, A.** (1983) Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, **6**, 301-312.
 - **Ramos, A., Sopena, A., Sánchez Moya, Y., and Muñoz, A.** (1996) Subsidence analysis, maturity modeling and hydrocarbon of the Alpine sedimentary sequence in the NW of the Iberian Range (Central Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **21**, 23-53.
 - **Razola, L.** (2005) El Triásico Superior del borde NW de la Cordillera Ibérica (Prov. de Segovia, Soria y Guadalajara). *Geo-Temas*, **8**, 239-243.
 - **Razola, L., Sánchez-Moya, Y., Giménez, R. y Paola, C.** (2008) Caracterización paleohidráulica de sistemas fluviales en las facies arenosas del *Keuper* del NW de la Cordillera Ibérica. *Geotemas*, **10**, 175-178.
 - **Reading, H. G.** (1989) *Sedimentary environment: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell. 688 pp.

- Reading, H. G. y Collinson, J. D. (1996) Clastic coast. En: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. (Ed. H. G. Reading), pp. 154-231. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Reading, H. G. (2000) *Sedimentary environments*. Elsevier Science Ltd.
- Reading, H. G. y Collinson, J. D. (2004) Clastic coasts. En: *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. (Ed. Blackwell Science) 3ª Edition, pp. 154-231.
- Reilly, M., Lang, S. C., Kassin, J., Krapf, C. y Payenberg, T. H. D. (2005) Sedimentary processes and facies of a terminal splay complex, lake Eyre. *8th International Conference on Fluvial Sedimentology*, 248-249.
- Reineck, H. E. (1967) Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea. En: *Estuaries*. (Ed. G. H. Lauff), pp. 191-206. Am. Assoc. Adv. Sci.
- Reineck, H. E. y Wunderlich, F. (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**, 99-104.
- Reineck, H. E. y Singh, I. B. (1980) *Depositional Sedimentary Environments*. Springer, Berlín. 551 pp.
- Reinhardt, L. y Ricken, W. (2000) The stratigraphic and geochemical record of Playa Cycles: monitoring a Pangaean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**, 205-227.
- Reinhardt, L. (2000) Dynamic stratigraphy and geochemistry of the Steinmergel-Keuper playa-lake system: a record of Pangaean megamonsoon ciclicity (Triassic, Middle Keuper, Southern Germany). Dissertation an der Universität Köln. 185 pp.
- Reinson, G. E. (1992) Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems. En: *Facies Models. Response to sea level change*. (Eds. R. G. Walker y N. P. James), pp. 179-194.
- Retallack, G. J. (1998) Discussion: Sequence stratigraphic analysis of Early and Middle Triassic alluvial and estuarine facies in the Sidney Basin, Australia. *Australian Journal of Earth Science*, **45**, 653-655.
- Retallack, G. J. (2005) Earliest Triassic Claystone Breccias and soil-erosion crisis. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 679-695.
- Rey, D. y Ramos, A. (1991) Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y el Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **4**, 105-126.
- Rey, D., Turner, P. y Ramos, A. (1992) Paleomagnetic evidence of distributed deformation in central Spain. *Annales Geophysicae*, **1**, **10**: C27.
- Rey, D., Turner, P. y Ramos, A. (1996) Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the Middle Triassic in the Iberian Ranges (Central Spain). *Geological Society Special Publication*, **105**, 59-82.
- Rey, D. y Díez, J.B. (2000) El límite Anisiense-Ladiniense (Triásico) en el Buntsandstein de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Reinterpretación de los datos magnetoestratigráficos y bioestratigráficos. *Geotemas*, **1**, 125-135.
- Riba, O. (1959) Estudio geológico de la Sierra de Albarracín. Tesis Doctoral. Monografía 16. Instituto Lucas Mallada. CSIC.
- Riba, O. (1983) Sierra de Albarracín. *XVII Curso de Geología Práctica de Teruel*, 58-80.
- Rice, S. y Church, M. (1998) Grain size along two gravel-bed rivers: statistical variation, spatial patterns and sedimentary links. *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 345-363.
- Richter, D. K. (1985) Die Dolomite der Evaporit- und der Dolcrete-Playasequenz im mittleren Keuper bei Coburg (NE-Bayern). *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol. Abh.*, **1711**, 87-128.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933) Die Entwicklung der keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys.*, **K1**, 1-118.
- Rico, M., Benito, G. y Barnolas, A. (2001) Combined palaeoflood and rainfall-runoff assessment of mountain floods (Spanish Pyrenees). *Journal of Hydrology*, **245**, 59-72.
- Ríos, J. M. (1964) Relación de las principales actividades para la investigación de hidrocarburos llevadas a cabo en España durante 1963. *Notas y Comunicaciones IGME*, **75**, 183-233.

- **Robles Cuenca, F.** (1968) Estudio geológico de los alrededores de Montejo de Tiermes (Soria). Tesis de Licenciatura. Madrid, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica.
- **Rodríguez Aranda, J. P. y Calvo, J. P.** (1988) Trace fossils and rhizoliths as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **140**, 383-399.
- **Roghi, G.** (2004) Palynological investigations in the Carnian of the Cave del Predil area (Julian Alps, NE Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **132**, 1-35.
- **Röhling, H. G.** (1991) A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the Northwest German lowlands and the German sector of the North Sea, based on gamma-ray and sonic logs. *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*, **119**, 3-24.
- **Rouse, H.** (1937) Modern conceptions of the mechanics of turbulence. *American Society of Civil Engineers, Transactions*, **102**, 436-505.
- **Roux, J. P. L.** (2002) Shape entropy and settling velocity of natural grains. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 363-366.
- **Roux, J. P. L.** (2004) Turbulent boundary layer shear flows as an approximation of base surges at Campi Flegrei (Southern Italy)—Discussion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **141**, 331-332.
- **Royo Gómez, J.** (1926) Terciario continental de Burgos. XIV Congreso Geológico Internacional. Excursión A-6. IGE. 67.
- **Ruíz Cruz, M. D., Doval, M., Brell, J. M. y La Iglesia, A.** (1977) Estudio de las ofitas del Triásico y de su influencia en la mineralogía de los sedimentos arcillosos del *keuper*. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 455-466.
- **Ruiz Fernandez, V.** (1991) Almazán. (406). Madrid, ITGE. Mapa Geológico de España, E. 1:50.000. Segunda serie (MAGNA).
- **Ruiz, V. C., Sopena, A., Rey García, D., Villalain, J. J., Gialanella, P. R. y Osete, M.L.** (1999) Primeros resultados magnetoestratigráficos del Triásico Medio-Superior (Ladiniense-Karniense) en la Cordillera Ibérica Occidental. (Cuevas de Ayllón). *Geogaceta*, **25**, 179-182.
- **Rust, B. R.** (1978) Depositional models for braided alluvium. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, **5**, 605-626.
- **Ryan, S. E., Porth, L. S. y Troendle, C. A.** (2005) Coarse sediment transport in mountain streams in Colorado and Wyoming, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**, 269-288.
- **Sadler, S. P. y Kelly, S. B.** (1993) Fluvial processes and cyclicity in terminal fan deposits: an example from the Late Devonian of southwest Ireland. *Sedimentary Geology*, **85**, 375-386.
- **Sáez, A., Anadón, P., Herrero, M. J. y Moscariello, A.** (2007) Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain. *Sedimentology*, **54**, 367-390.
- **Sainz González, J.** (1968) Estudio geológico de los alrededores de Madruedano (Soria). Tesis de Licenciatura. Madrid, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica.
- **Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Melendez, A. y Alonso, A.** (2001) Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic Inversion (Iberian Chain). En: *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. (Eds. W. Cavazza, A. H. F. R. Roberston, P. Ziegler y S. Crasquin-Soleau), pp. 145-185. Mem. Mus. Nat. Hist. Natur., 186.
- **Saleh, A., Al-Ruwaih, F., Al-Reda, A. y Gunatilaka, A.** (1999) A reconnaissance study of a clastic coastal sabkha in Northern Kuwait, Arabian Gulf. *Journal of Arid Environments*, **43**, 1-19.
- **Saleh, M. A. S.** (1999) Sequence Stratigraphy and characteristics of source/reservoir rocks for the Yamama/Sulaiy succession, Southern Iraq. Ph. D. Thesis, College of Science, Baghdad Univ. 173 pp.
- **Salvador, A.** (1994) *International Stratigraphic Guide*. IUGS, 214 pp.
- **Salvany, J. M.** (1986) El *Keuper* dels Catalanids: Sedimentologia i petrologia. Dept. de Petrologia y Geoquímica, Universidad de Barcelona.
- **Salvany, J. M. y Ortí, F.** (1987) El *Keuper* de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 215-236.

- Salvany, J. M. (1990) El Keuper del Diapiro de Pozo de la Sal (Burgos). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante*. (Eds. F. Orti y J. M. Salvany), pp. 54-58. Libro Guía ENRESA y GPPG (Univ. Barcelona).
- Salvany, J. M. y Ortí, F. (1994) Miocene Glauberite Deposits of Alcanadre, Ebro Basin, Spain: Sedimentary and Diagenetic Processes. En: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes* (Ed. SEPM), pp. 203-215.
- Salvany, J. M. y Bastida, J. (2004) Análisis litoestratigráfico del keuper surpirenaico central. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **17**, 3-26.
- San Miguel de la Cámara, M. (1945) Las rocas eruptivas y metamórficas del núcleo del anticlinal de Honrubia. *Estudios Geológicos*, **4**.
- San Miguel de la Cámara, M. (1951) Sobre la constitución geológica del anticlinal del Honrubia (Segovia). *Estudios Geológicos*, **14**.
- San Miguel de la Cámara, M. (1955) Fuentelcesped. Mapa Geológico de España. 1:50.000. (375). IGME.
- San Miguel de la Cámara, M. (1957) Maderuelo. Mapa Geológico de España. 1:50.000. (403). IGME.
- Sánchez de la Torre, L. y Asensio Amor, I. (1970) Paleogeografía del Triásico en el sector occidental de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, **XXVI**, 423-430.
- Sánchez de la Torre, L., Águeda Villar, J. A., Colmenero, J. R. y Manjón, M. (1977) La serie permo-triásica en la región de Villaviciosa (Asturias). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 329-338.
- Sánchez-Moya, Y. (1987) Análisis sedimentológico de las "Areniscas del Río Arandilla". Triásico del sector de Cobeta (Guadalajara). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid , 141 pp.
- Sánchez-Moya, Y., Muñoz, A., Ramos, A. y Sopeña, A. (1989) Arquitectura fluvial de las "Areniscas del Río Arandilla". Triásico de Molina de Aragón. Guadalajara. *Estudios Geológicos*, **45**, 195-204.
- Sánchez-Moya, Y. (1991) Evolución sedimentológica y controles estructurales de un borde de cuenca extensional: comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica. Departamento de estratigrafía de la UCM; Instituto de Geología Económica del C.S.I.C. 400 pp.
- Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., Muñoz, A. y Ramos, A. (1992) Consideraciones teórica sobre el análisis de la subsidencia: aplicaciones a un caso real en el borde de la cuenca triásica ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **5**, 21-40.
- Sánchez-Moya, Y., Arribas, J., Gómez-Gras, D., Marzo, M., Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (2004) Inicio del rifting. El comienzo del relleno continental. En: *Geología de España* (Ed. J. A. Vera), pp. 485-487. SGE-IGME, Madrid.
- Sánchez Moya, Y., Sopeña, A. y Ramos, A. (1996) Infill architecture of a nonmarine half-graben Triassic basin (central Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 1122-1136.
- Sánchez, T., Hernando, S. y Rincón, R. (1994) Interpretación del paleorrelieve en el contacto entre el Triásico y el Paleozoico en Honrubia de la Cuesta (provincia de Burgos). *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y el Triásico de España*, 113. 1994.
- Santisteban, C. y Taberner, C. (1987) Depósitos evaporíticos de ambiente de sabkha preservados como pseudomorfos en dolomita, en los materiales superiores de las facies Muschelkalk de la Serra de Prades (Tarragona). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 199-214.
- Sanz de Galdeano, C., Andreo, B., García-Tortosa, F. J. y López-Garrido, A. C. (2001) The Triassic palaeogeographic transition between the Alpujarride and Malaguide complexes. Betic-Rif Internal Zone (S. Spain, N Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 157-173.
- Schafer, G. (1969) Geologie und petrographie im ostrichen kastilichen hauptscheide gebirge. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paleontologie*, **10**, 1-207.
- Scheck, M. y Bayer, U. (1999) Evolution of the Northeast German Basin - Interferences from a 3D structural model and subsidence analysis. *Tectonophysics*, **313**, 145-169.
- Scheuring, B. W. (1970) Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bälchentunnel (Solothurner Jura). *Mémoires suisses de Paléontologie*, **88**, 1-119.

- Scheuring, B. W. (1978) Mikrofloren aus den Meridekalken des Mte. San Giorgio (Kanton Tessin). *Mémoires suisses de Paléontologie*, **100**, 3-205.
- Schreiber, B. C. and El-Tabakh, M. (2000) Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, **47**, 215-238.
- Schroder, E. (1930) Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral Spanien). Ab. d. Wiss. Göttingen M. 16.
- Schulz, E. y Heunisch, C. (2005) Palynostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des deutschen Keupers. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**, 43-49.
- Schulze, F., Kuss, J. y Marzouk, A. (2005) Platform configuration, microfacies, and cyclicities of the Upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, **50**, 505-527.
- Schumm, S. A. y Lichty, R. W. (1963) Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in southwestern Kansas. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper*, **352-D**, 71-88.
- Schumm, S. A. (1968) River adjustment to altered hydraulic regimen — Murrumbidgee River and paleochannels, Australia. *U S Geological Survey Professional Paper*, **598**, 1-65.
- Schumm, S. A. (1969) River metamorphosis. *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Hydraulics Division*, **HY1**, 255-273.
- Schumm, S. A. (1981) Evolution and response of the fluvial system, sedimentology implications. *Soc Econ Paleontol Mineral, Spec. Publ.*, **31**, 19-29.
- Schumm, S. A. (1985) Patterns of alluvial rivers. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**, 5-27.
- Schwartz, H. (1975) Sedimentary structures and facies analysis of shallow marine carbonates (Lower Muschelkalk, Middle Triassic, Southwestern Germany). *Contributions to Sedimentology*, **3**, 1-100.
- Scheuring, B. W. (1970) Palynologische und palynostratigraphische Untersuchungen des Keupers im Bälchentunnel (Solothurner Jura). *Mémoires suisses de Paléontologie*, **88**, 1-119.
- Scheuring, B. W. (1978) Mikrofloren aus den Meridekalken des Mte. San Giorgio (Kanton Tessin). *Mémoires suisses de Paléontologie*, **100**, 3-205.
- Schmeeckle, M. W. y Nelson, J. M. (2003) Direct numerical simulation of bedload transport using a local, dynamic boundary condition. *Sedimentology*, **50**, 279-301.
- Schreiber, B. C. y El-Tabakh, M. (2000) Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, **47**, 215-238.
- Schreiber, B. C. y Helman, M. L. (2005) Criteria for Distinguishing Primary Evaporite Features from Deformation Features in Sulfate Evaporites. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 525-533.
- Schulz, E. y Heunisch, C. (2005) Palynostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des deutschen Keupers. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **253**, 43-49.
- Schumm, S. A. (1993) River Response to Baselevel Change: Implications for Sequence Stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**, 279-294.
- Segura, M., García, A., García-Hidalgo, J. F., Carenas, B., Ruíz, G. y Gil, G. (1996) Relaciones genéticas entre las unidades litoestratigráficas del Cretácico medio y superior de la Cordillera Ibérica Occidental. *Geogaceta*, **20**, 54-57.
- Selley, R. C. (1970) *Ancient sedimentary environments: A brief survey*. Cornell University Press., Ithaca, N.Y., -237 pp.
- Sellwood, B. W. y Valdés, P. J. (2006) Mesozoic climates: General Circulation Models and the rock record. *Sedimentary Geology*, **190**, 269-288.
- Shanley, K. W., McCabe, P. J. y Hettinger, R. D. (1992) Significance of tidal influence in fluvial deposits for interpreting sequences estratigraphy. *Sedimentology*, **39**, 905-930.
- Shanley, K. W. y McCabe, P. J. (1998) *Relative role of eustasy, climate and tectonic in continental rocks*. 234 pp.
- Shanmugam, G., Poffenberger, M. y Toro Alava, J. (2000) Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin

- and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bulletin*, **84**, 652-682.
- **Sheets, B., Hickson, T. y Paola, C.** (2002) Assembling the stratigraphic record: depositional patterns and time-scales in an experimental alluvial basin. *Basin Research*, **14**, 287-301.
 - **Shields, A.** (1936) Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, **26**, 5-24.
 - **Shinn, E. A., Lloyd, R. M. y Ginsburg, R. N.** (1969) Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 1202-1228.
 - **Shukla, U. K., Bachmann, G. H., Beutler, G., Barnasch, J. y Franz, M.** (2006) Extremely distal fluvial sandstone within the playa system of Arnstadt Formation (Norian, Late Triassic), Central Germany. *Facies*, **52**, 541-554.
 - **Siironen, P., Räsänen, M. E., Gingras, M. K., Harris, C. R., Irion, G., Pemberton, S. G. y Ranzi, A.** (2005) Application of laser diffraction grain-size analysis to reveal depositional processes in tidally influenced systems. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 159-180.
 - **Simancas Pérez, R.** (1968) Estudio geológico de los alrededores de Grado de Pico (Segovia-Guadalajara-Soria). Tesis de Licenciatura. Madrid, Dpto. de Estratigrafía y Geología Histórica.
 - **Simon, O. J.** (1987) On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 385-402.
 - **Simon, Th.** (1988) Geologische und hydrologische Ergebnisse der neuen Salzbohrung Bad Rappenau, Baden-Württemberg. *Jahresh Geol Landesamtes Baden-Württemberg*, **311**, 479-510.
 - **Sloss, L. L.** (1962) Stratigraphic models in exploration. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**, 415-422.
 - **Smith, D. G.** (1988) Modern point bar deposits analogous to the Athabasca oil sands, Alberta, Canada. En: *Tide influenced sedimentary environments and facies*. (Eds. P. L. De Boer, G. A. Van y S. D. Nio), pp. 417-432. Reidel, Dordrecht.
 - **Smith, J. D.** (1970) Stability of a sand wave subjected to shear flow of low Froude number. *Journal of Geophysical Research*, **75**, 5928-5940.
 - **Smith, N. D., Cross, T. A., Dufficy, J. P. y Clough, S. R.** (1989) Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, **36**, 1-23.
 - **Smith, R. H. y Mason, T. R.** (1998) Sedimentary environments and trace fossils of Tertiary oasis deposits in the central Namib Desert, Namibia. *Palaaios*, **13**, 547-559.
 - **Sneed, E. D. y Folk, R. L.** (1958) Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. *Journal of Geology*, **66**, 114-150.
 - **Sneh, A.** (1983) Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 39-62.
 - **Soers, E.** (1972) Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama. *Studia Geológica*, **4**, 7-94.
 - **Solé de Porta, N. y Orti, F.** (1982) Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico Superior de Valencia (España). *Acta Geológica Hispánica*, **17**, 137-149.
 - **Solé de Porta, N., Calvet, F. y Torrentó, L.** (1987) Análisis palinológico del Triásico de los Catalánides (NE España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 237-254.
 - **Solé de Porta, N., Calvet, F. y Salvany, J. M.** (1994) Palinología del Triásico Sudpirenaico y del Pirineo Vasco. *Resúmenes del III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*, 117-118.
 - **Sopeña, A.** (1981) *Estratigrafía y sedimentología del Triásico en el SE de la Meseta*. INYPSA-IGME, -247 pp.
 - **Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S.** (1985) El Triásico. En: *Libro Jubilar José María Ríos. Geología de España*. (Ed. J. A. Comba), pp. 47-62. IGME, Madrid.
 - **Sopeña, A.** (1973) Estratigrafía del borde mesozoico en el sector Tamajón-Pinilla de Jadraque. Tesis de

Licenciatura. UCM.

- **Sopeña, A.** (1979) Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noroeste de la provincia de Guadalajara. UCM. 329 pp.
- **Sopeña, A.** (1980) Memoria explicativa de los Mapas Geológicos del borde sureste del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **6**, 73-96.
- **Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando S.** (1983) El Triásico. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España* (Ed. IGME), pp. 47-63. Madrid.
- **Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S.** (1988) Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: *Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and the origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins. Part. B.* (Ed. W. Manspeizer) Elsevier.
- **Sopeña, A., Ramos, A., Doubinger, J. y Pérez-Arlucea, M.** (1995) Palynologie du Permien et du Trias dans le centre de la Péninsule Ibérique. *Sci. Géol. Bull.*, **48**, 119-157.
- **Sopeña, A. y Sánchez Moya, Y.** (1997) Tectonic system tract and depositional architecture of the western border of the Triassic Iberian Trough (central Spain). *Sedimentary Geology*, **113**, 245-267.
- **Sopeña, A. y Sánchez-Moya, Y.** (2004) Las cuencas continentales del final de la Orogenia Varisca. En: *Geología de España* (Ed. J. A. Vera), pp. 479-481. SGE-IGME, Madrid.
- **Soreghan, S. G.** (1997) Walther's law, climate change, and upper Palaeozoic cyclostratigraphy in the ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 1001-1004.
- **Southard, J. B.** (1971) Representation of bed configurations in Depth-Velocity-Size diagrams. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**, 903-915.
- **Southard, J. B. y Boguchwal, L. A.** (1990) Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 658-679.
- **Southard, J. B. y Bouguchwal, L. A.** (1990) Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 3. Effects of Temperature and Gravity. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 680-686.
- **Southard, J. B.** (1991) Experimental determination of bed-form stability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, 423-455.
- **Southard, J. B.** (1993) Using stratification and texture to aid in interpreting depositional environments. Inédito.
- **Stanistreet, I. G. y McCarthy, T. S.** (1993) The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology*, **85**, 115-133.
- **Stear, W.** (1985) Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the Southwestern Karoo Region, S. Africa. *Sedimentary Geology*, **45**, 209-230.
- **Steel, R. J. y Thompson, D. B.** (1983) Structures and textures in Triassic braided stream conglomerate ('Bunter' Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, **30**, 341-367.
- **Steer, B. L. y Abbott, P. L.** (1984) Paleohydrology of the Eocene Ballena Gravels, San Diego County, California. *Sedimentary Geology*, **38**, 181-216.
- **Strasser, A.** (1984) Black-pebbles occurrence and genesis in Holocene carbonate sediments (Florida Keys, Bahamas and Tunisia). *Journal of Sedimentary Petrology*, **110**, 1075-1093.
- **Strong, N., Sheets, B., Hickson, T. y Paola, C.** (2005) A mass-balance framework for quantifying downstream changes in fluvial architecture. *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment.*, **35**, 243-253.
- **Suárez, J., Leret, G. y Martínez del Olmo, W.** (1985) Keuper evaporitic sequence from SE Spain. In: *6th European Regional Meeting of Sedimentology, IAS. Abstracts Book*, pp. 447-450.
- **Suárez, J., Leret, G., Martínez del Olmo, W. y Garrido-Megías, A.** (1986) Unidades tectonosedimentarias del Keuper en el Prebético oriental-La Mancha. *Resúmenes del XI Congreso Español de Sedimentología*, 165.
- **Suarez-Alba, J.** (2005) La Mancha Triassic an Lower Lias stratigraphy, a well log interpretation. *Geo-Temas*, **8**, 259-262.
- **Sun, Z. y Donahue, J.** (2000) Statistically Derived Bedload Formula for Any Fraction of Nonuniform Sediment.

Journal of Sedimentary Petrology, 105-111.

- Sweet, A. R., Long, D. G. F. y Catuneanu, O. (2003) Sequence boundaries in fine-grained terrestrial facies: Biostratigraphic time control is key to their recognition. En: *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada joint Annual Meeting. Vancouver, Abstracts Volume 28*, p. 165.
- Sweet, A. R., Catuneanu, O. y Lerbekmo, J. F. (2005) Uncoupling the position of sequence-bounding from lithological criteria in fluvial systems. En: *American Association of Petroleum Geologists Annual Convention, Calgary, Alberta. Abstracts Volume 14*, p. A136.
- Szulc, J. (2000) Middle Triassic evolution of the Northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **70**, 1-47.
- Tabor, N. J., Montañez, I. P., Kelso, K. A., Currie, B., Shipman, T. y Colombi, C. (2006) A Late Triassic soil catena: Landscape and climate controls on paleosol morphology and chemistry across the Carnian-age Ischigualasto - Villa Union basin, northwestern Argentina. *Geological Society of America, Special Paper 416*, 17-41.
- Takano, O. y Waseda, A. (2003) Sequence stratigraphic architecture of a differentially subsiding bay to fluvial basin: the Eocene Ishikari Group, Ishikari Coal Field, Hokkaido, Japan. *Sedimentary Geology*, **160**, 131-158.
- Tal, M., Gran, K., Murray, A. B., Paola, C. y Hicks, M. (2004) Riparian Vegetation as a Primary Control on Channel Characteristics in Multi-thread Rivers. *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology Water Science and Application American Geophysical Union*, **8**, 43-58.
- Tankard, A. J. y Barwis, J. H. (1982) Wave-dominated deltaic sedimentation in the Devonian Bokkeveld basin of South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 959-974.
- Tanner, L. (2000) Palustrine-lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, southwestern U.S.A.: implications for Late Triassic paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 1280-1289.
- Tanner, L. H. y Lucas, S. G. (2007) Calcareous paleosols of the Upper Triassic Chinle Group, Four Corners region, southwestern United States: Climatic implications. *Geological Society of America, Special Paper 416*, 53-74.
- Tasli, K., Özer, E. y Koç, H. (2006) Benthic foraminiferal assemblages of the Cretaceous platform carbonate succession in the Yavca area (Bolkar Mountains, S Turkey): biostratigraphy and paleoenvironment. *Geobios*, **39**, 521-533.
- Thomas, R. G., Smith, D. G., Wood, J. M., Visser, J. y Calverley-Range, E. A. (1987) Inclined heterolithic stratification - Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, **53**, 123-179.
- Tornqvist, T. E. y Bridge, J. S. (2002) Spatial variation of overbank aggradation rate and its influence on avulsion frequency. *Sedimentology*, **49**, 891-905.
- Torres, T. y Sánchez-Jiménez, A. (1990) Espesores de las facies Keuper en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica y el Dominio Prebético. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro, Cadenas Periféricas y de la zona de Levante*. (Eds. F. Ortí y J. M. Salvany), pp. 212-218. Barcelona.
- Trask, P. D. (1930) Mechanical analysis of sediments by centrifuge. *Econ. Geol.*, **25**, 581-599.
- Trask, P. D. (1932) *Origin and environment of source sediments of petroleum*. Houston, Texas, -323 pp.
- Tricalinos, J. (1928) Untersuchungen über den Verlauf der keltiberischen Ketten des nordöstlichen Spaniens. *Zeitschr Deutsch Geol Ges*, **80**, 409-482.
- Trusheim, F. (1961) Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Nordwestdeutschlands zwischen Ems und Weser. *Erdöl Z*, **77**, 361-367.
- Trusheim, F. (1971) Zur Bildung der Salzlager im Rotliegenden und Mesozoikum Mitteleuropas. *Geol Jahrb*, **112**, 51 pp.
- Tucker, M. E. y Wright, V. P. (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell Sciences, 482 pp.

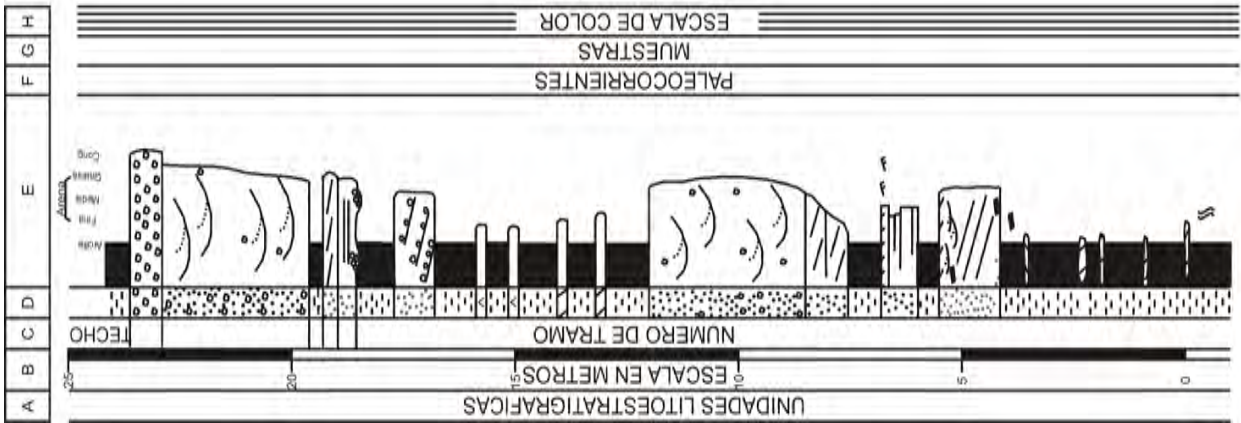
- **Tucker, M. E.** (1991) *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Science, -260 pp.
- **Tunbridge, I. P.** (1984) Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, **31**, 697-715.
- **Turner, P., Ramos, A. y Sopena, A.** (1984) Datos paleomagnéticos del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica. *I Congreso Español de Geología*, **III**, 289-301.
- **Turner, P., Turner, A., Ramos, A. y Sopena, A.** (1989) Paleomagnetism of Permian-Triassic rocks in the Iberian Cordillera, Spain: Acquisition of secondary and characteristics remanence. *Journal of the Geological Society*, **146**, 61-76.
- **Tyler, N. y Ethridge, F. G.** (1983) Fluvial architecture of Jurassic uranium-bearing sandstones, Colorado Plateau, western United States. En: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (Eds. J. D. Collinson y J. Lewis), pp. 533-547. Blackwell, Oxford.
- **Udden, J.A.** (1898) The mechanical composition of wind deposits. *Augustana Libr. Publ.*, **I**, 36.
- **Udden, J. A.** (1914) Mechanical composition of clastic sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **25**, 655-744.
- **Valero Garcés, B. L. y Gisbert Aguilar, J.** (1994) Permian Saline Lakes in The Aragon-Béarn Basin, Western Pyrenees. En: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes* (Ed. SEPM), pp. 267-290.
- **Valverde Vaquero, P., Hernaiz Huerta, P. P., Escuder Viruete, J. y Dunning, G.** (1995) Comparison of the Precambrian and Paleozoic evolution of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone) and the Gondwanan Margin, Newfound Appalachians (GMNA). *Terra Nova Abstract*, **7**, 278.
- **Van der Berg, J. H. y Van Gelder, A.** (1993) A new bedform stability diagram, with emphasis on the transition of ripples to plane bed in flows, over fine sand and silt. *Spec. Publis. Int. Ass. Sediment.*, **17**, 11-21.
- **Van der Zwan, C. J. y Spaak, P.** (1992) Lower and Middle Triassic sequence stratigraphy and climatology of the Netherlands, a model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **91**, 277-290.
- **Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J.** (1988) An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. En: *Sea-Level Changes: An Integrated Approach* (Ed. C. K. Wilgus *et al.*), pp. 39-45. Tulsa/Oklahoma.
- **Vázquez, G. F.** (1981) El Triásico del anticlinal de Honrubia y su límite con el Jurásico (prov. de Segovia y Burgos). Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid. 135 pp.
- **Vecsei, A.** (1998) A sandy tidal coast in the uppermost Muschelkalk and the origin of the Muschelkalk/Keuper boundary in the southwestern Germanic basin. *Geol. Rundsch.*, **86**, 835-851.
- **Vecsei, A. y Düringer, P.** (2003) Sequence stratigraphy of Middle Triassic carbonates and terrigenous deposits (Muschelkalk and Lower Keuper) in the SW Germanic Basin: maximum flooding versus maximum depth in intracratonic basins. *Sedimentary Geology*, **160**, 81-105.
- **Veevers, J. J., Cole, D. I. y Cowan, E. J.** (1994) South Africa: sequences from Southern to Central Africa: a major GondKaroo Basin and Cape Fold Belt. En: *Permian-Triassic Pangean Basins and Foldbelts Along the Panthalassan Margin of Gondwanaland*. (Eds. J. J. Veevers y C. M. Powell), pp. 223-280.
- **Veevers, J. J.** (2004) Gondwanaland from 600-570 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 160 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, **68**, 1-132.
- **Vente Chow** (1994) *Hidráulica de canales abiertos*. McGraw Hill, Bogotá.
- **Vera, J. A. y López Garrido, A. C.** (1971) *Cuadernos de Geología Ibérica*, **2**, 147-155.
- **Vera, J. A.** (2004) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto geológico de España., Madrid, -845 pp.
- **Viallette, Y., Casquet, C., Fuster, J. M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C.** (1986) Orogenic granite magmatism of prehercynian age in the Spanish Central System (SCS). *Terra Incognita*, **6**.
- **Vilas, L., Hernando, S., García Quintana, A., Rincón, R. y Arche, A.** (1977) El triásico de la región de

- Monterde-Alhama de Aragón (Provincia de Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 467-484.
- **Villar Galicia, M. V.** (1989) El Triásico del sector Alpera-Montealegre del Castillo (Albacete). Serie I. Ensayos históricos y científicos 47, Albacete, Instituto de Estudios Albacetenses de la Excm. Diputación de Albacete. CSIC. Confederación Española de Centros de Estudios Locales. 190 pp.
 - **Villena, J.** (1971) Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
 - **Villard, P., Church, M. y Kostaschuk, R.** (2005) Estimating bedload in sand-bed channels using bottom tracking from an acoustic Doppler profiler. *Special Publication International Association of Sedimentologists*, **35**, 197-209.
 - **Virgili, C.** (1954) Algunas consideraciones sobre el trazado de las costas españolas durante el Triásico. *Revista de la Sociedad Española de Historia Natural, Tomo Homenaje a Hernández Pacheco.*, 697-716.
 - **Virgili, C.** (1958) El Triásico de los Catalánides. Instituto Geológico y Minero de España. 856 pp.
 - **Virgili, C.** (1960) Le Trias du Nord-Est de l'Espagne. *Mem. H. s. Soc. Geol. France Livre Mém. Prof. P Fallot*, **1**, 301-311.
 - **Virgili, C. y Hernando, S.** (1974) Datación del Trias medio en la región comprendida entre Condemios y Miedes de Atienza (NW de la provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía*, **9**, 1-9.
 - **Virgili, C., Sopena, A., Ramos, A. y Hernando, S.** (1977) Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 57-88.
 - **Virgili, C.** (1977) Consideraciones generales sobre el Triásico y el Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 563-578.
 - **Virgili, C.** (1977) Le Trias du Nord de l'Espagne. *Bull. B. R. G. M*, **4**, 205-213.
 - **Virgili, C., Sopena, A., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S.** (1983) Some observations on the Triassic of the Iberian Peninsula. En: *Neue Beitrage sur Bicetratigraphic der Techys-Trias* (Ed. Schriftenreihe der Edwissenschaftlichen Kommissionen), pp. 287-294.
 - **Virgili, C., Sopena, A., Ramos, A., Arche, A. y Hernando, S.** (1983) El relleno posthercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. In: *Libro jubilar J. M. Ríos, Geología de España*. (Ed. IGME), pp. 25-36.
 - **Virgili, C.** (1987) Problemática del Trás y Pérmico Superior del Bloque Ibérico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 52.
 - **Visscher, H. y Brugman, W. A.** (1981) Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **34**, 115-128.
 - **Visscher, H. y Brugman, W. A.** (1981) Ranges of selected palynomorphs in the Alpine Triassic of Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **34**, 115-128.
 - **Vollmer, T., Icken, W., Eber, M., Ougiannidis, N., Öhling, H. y Ambach, U.** (2008) Orbital control on upper Triassic playa cycles of the Steinmergel-Keuper (Norian): A new concept for ancient playa cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **267**, 1-16.
 - **Von Albert, F.** (1834) *Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation*, Cotta, Stuttgart, -366 pp.
 - **Voo, R. V. D.** (1968) Geology and paleomagnetism of an anticlinal-structure in Lower Triassic sediments near Atienza (Guadalajara, Spain). *Geol. en Mijnb.*, **47**, 186-190.
 - **Wadell, H.** (1932) Volume, shape and roundness of rock particles. *Journal of Geology*, **40**, 443-451.
 - **Wakelin-King, G. A. W. J. A.** (2007) Upper-Flow-Regime mud floodplains, Lower-Flow-Regime sand channels: Sediment transport and deposition in a drylands mud-aggregate river. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 702-712.
 - **Warren, J. K.** (2006) *Evaporites: Sediments, resources and hydrocarbons*. Springer, 10360 pp.
 - **Weltje, G. J., Meijer, D. X. y De Boer, P. L.** (1998) Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the

- distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing. *Basin Research*, **10**, 129-153.
- **Wentworth, C. K.** (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **30**, 377-392.
 - **Wheeler, H. E.** (1964) Baselevel, lithosphere surface and timestratigraphy. *Geological Society of American Bulletin*, **75**, 599-610.
 - **Whipple, K. X., Parker, G., Paola, C. y Mohrig, D.** (1998) Channel Dynamics, Sediment Transport, and the Slope of Alluvial Fans: Experimental Study. *The Journal of Geology*, **106**, 677-693.
 - **Wienands, A.** (1974) Über das Oberkarbon und das Alter der Variszischen Faltung in der Sierra de la Demanda (Nordspanien prov. Burgos und Logroño). *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol.*, 353-368.
 - **Wienands, A.** (1976) Über den Muschelkalk in der Sierra de la Demanda (Nord-Spanien). *Neues. Jahrb. Geol. Paläontol.*, 151-161.
 - **Wilcock, P. R., Kenworthy, S. T. y Crowe, J. C.** (2001) Experimental study of the transport of mixed sand and gravel. *Water Resources Research*, **37**, 3349-3358.
 - **Wilcock, P. R. y Kenworthy, S. T.** (2002) A two fraction model for the transport of sand/gravel mixtures. *Water Resources Research*, **38**, 12.1-12.12.
 - **Williams, G. E.** (1971) Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of Central Australia. *Sedimentology*, **17**, 1-40.
 - **Williams, E. A.** (2000) Flexural cantilever models of extensional subsidence in the Munster Basin (SE Ireland) and Old Red Sandstone fluvial dispersal systems. En: *New perspectives on the Old Red Sandstone* (Eds. P. F. Friend y B. P. J. Williams), pp. 239-268.
 - **Williams, G. P.** (1984) Paleohydrologic equations for rivers. En: *Developments and Applications of Geomorphology*. (Eds. J. E. Costa y P. J. Fleisher), pp. 343-367. Springer-Verlag.
 - **Withjack, M. O., Schlische, R. W. y Olsen, P. O.** (1998) Diachronous rifting, drifting and inversion on the passive margin of Central eastern North America: An analog for other passive margins. *AAPG Bulletin*, **82**, 817-835.
 - **Wolburg, J.** (1969) Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk und Keuper Entwicklung Nordwest Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. *Geotekton. Forsch.*, **32**, 1-65.
 - **Wolman, M. G. y Miller, J. P.** (1960) Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. *Journal of Geology*, **68**, 54-74.
 - **Wright, V. P. y Marriott, S. B.** (1993) The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: The role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, **86**, 203-210.
 - **Yang, B., Dalrymple, R. W., Gingras, M. K., Chun, S. y Lee, H.** (2007) Up-Estuary Variation of Sedimentary Facies and Ichnocoenoses in an Open-Mouthed, Macrotidal, Mixed-Energy Estuary, Gomso Bay, Korea. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 757-771.
 - **Yébenes, A. y Alcalde, A.** (1977) Geoquímica del boro en las illitas triásicas de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **4**, 485-494.
 - **Yilmaz, I. O. y Altiner, D.** (2006) Cyclic paleokarst surface in Aptian peritidal carbonate successions (Taurides, southwest Turkey): internal structure and response to mid-Aptian sea-level fall. *Cretaceous Research*, **30**, 253-270.
 - **Yoshida, S., Johnson, H. D., Pye, K. y Dixon, R. J.** (2004) Transgressive changes from tidal estuarine to marine embayment depositional systems: The Lower Cretaceous Woburn Sands of southern England and comparison with Holocene analogs. *AAPG Bulletin*, **88**, 1433-1460.
 - **Ziegler, P. y Visser, J.N.R.** (1988) Evolution of the Arctic-North Atlantic. The paleogeography of Southwestern Gondwana: the Western Tethys. *American Association of Petroleum Geologists*, **43**, 1-198.
 - **Ziegler, P. A.** (1992) *Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Pet. Mij. B.V., The USSR vol. III. 1968b. Ministry Geology USSR & Hague.*
 - **Zingg, T.** (1935) Beiträge zur Schotteranalyse. *Schweizerische Mineralogische und Petrologische Mitteilungen*, **15**, 39-140.

Parte V: ANEXOS

Anexo I: Columnas Estratigráficas del Triásico



Leyenda de las Columnas

E. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

	Laminación paralela		Costas Carbonáticas
	Estratificación cruzada planar de gran escala		Nódulos ferruginosos
	Estratificación cruzada de surco		Cantos blandos
	Grietas de retracción		Nidos de cantos
	Costas ferruginosas		Nódulos carbonáticos
	Superficies de erosión		Nódulos de yeso
	Lag de cantos		Estructura Chicken-wire
	Ripples (Corriente y oscilación)		Pseudomorfos de Halita
	Granoselección negativa y positiva		Fósiles
	Sec. Estratocrecientes y decrecientes		Huellas de raíces
	Escapes fluidos		Bioturbación
	Flute cast		Algas
	Nódulos		Restos vegetales
	Travéculas de yeso		Icnofauna

D. LITOLOGÍA

	Conglomerados clastosoportados		Conglomerados Arenosos
	Areniscas Arenas		Arenas, Areniscas con cantos
	Arenas, areniscas lutíticas		Arenas, Areniscas con carbonato
	Lutitas		Margas
	Calizas		Lutitas arenosas
	Dolomitas		Dolomías Arenosas
	Carniolas		Dolomías lutíticas
	Dique de cuarzo		Basamento metamórfico
	Yesos		Yesos lutítico
	Semicubierto		Cubierto

G. ESCALA DE COLOR

	Rojo		Marrón
	Naranja		Ocre
	Morado		Verde
	Gris		

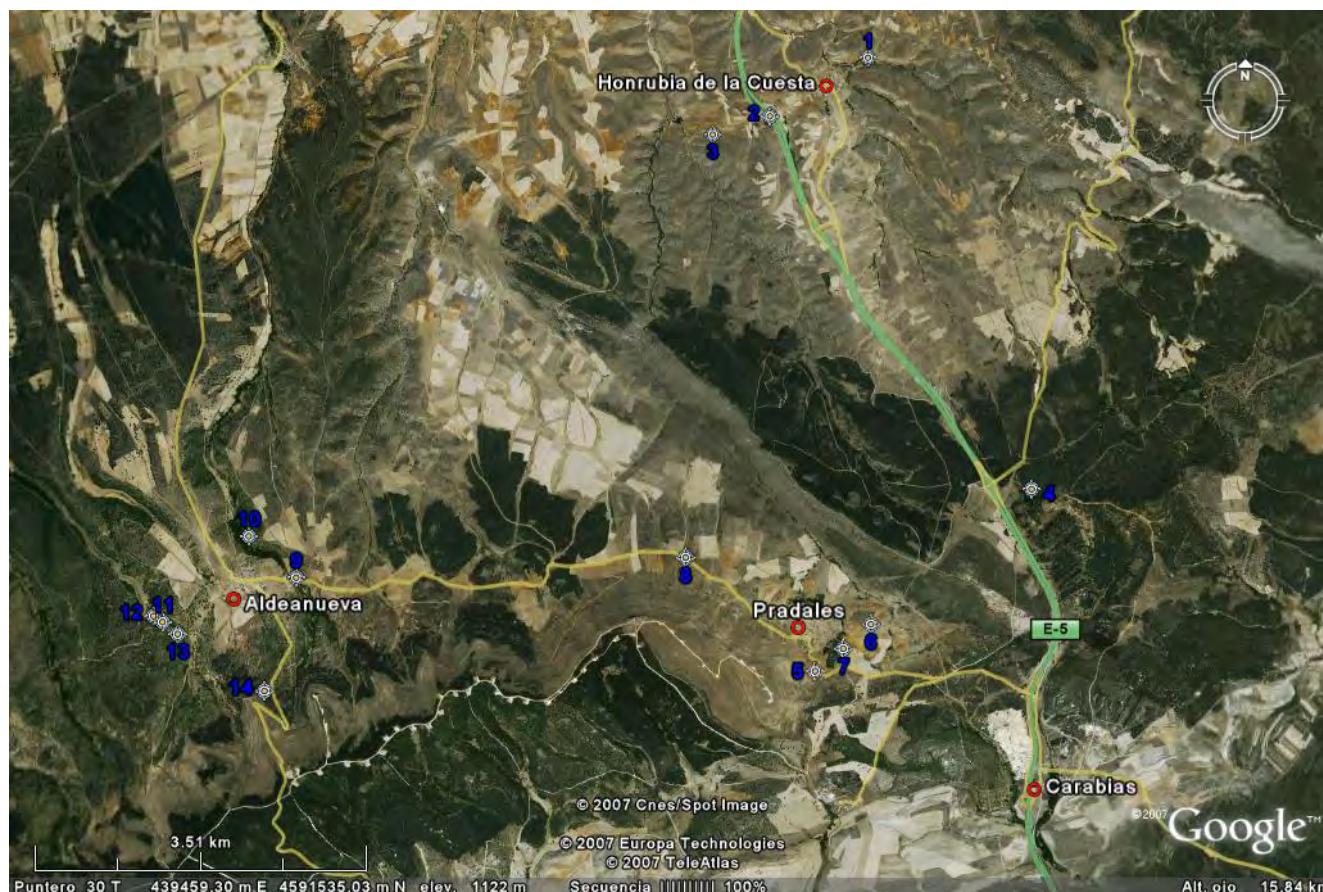
Fig. A1.-1. Leyenda de las columnas estratigráficas.

Localización General de las Columnas estratigráficas.



Fig. A1.-2. Localización de las zonas donde se han estudiado las columnas estratigráficas y sondeos.

Localización de las Columnas estratigráficas. Zona A. Honrubia de la Cuesta.



- 1- Honrubia de la Cuesta.
- 2- Carretera de Burgos (N-I)
- 3- Arroyofresnos
- 4- Cerro Lucas
- 5- Pradales
- 6- Casetas
- 7- Carretera de las Casetas
- 8- Peña Cuervo
- 9- Aldeanueva
- 10- Río de Aldeanueva.
- 11- Pradera I
- 12- Pradera II
- 13- Pradera III
- 14- Carretera a Navares

Fig. A1.-3. Localización de las columnas estratigráficas en la zona de Honrubia de la Cuesta.

1. COLUMNA DE HONRUBIA DE LA CUESTA

Hoja: 375 (Fuentelcésped) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra a 150 m del pueblo de Honrubia de la Cuesta en la carretera que va a Villanueva de Montejó.

Espesor total: 90 m.

Dirección y buzamiento: N70°E/20°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 441721,59

Y: 4596162,83

Techo: X: 441611,73

Y: 4596256,48

- **Base:** Dique de cuarcita muy alterado en la zona de contacto con los materiales triásicos.

- **1:** 1,5 m de brechas muy angulosas de cuarcita, discordantes sobre la base de la columna. En la parte central del tramo hay un nivel de arcosas conglomeráticas de grano fino y lutitas rosadas.

- **2:** 0,15 m de arcosas blancas, de grano fino a muy fino. Menos cementadas a base que a techo. Escasos cantos dispersos de cuarcita y feldespato.

- **3:** 0,2 m de lutitas rojas con cantos dispersos de cuarzo.

- **4:** 0,4 m de arcosas rojas, blancas a techo, de grano fino. Presentan cantos dispersos milimétricos de cuarcita. Se dividen en dos bancos separados por un nivel más arcilloso.

- **5:** 0,1 m de lutitas arenosas rojas. Presentan bandeados milimétricos de micas.

- **6:** 0,35 m de arcosas arcillosas rojas, blancas a techo, de grano fino. El tramo se divide en tres bancos. Muestras: HC-1.

- **7:** 6,0 m semicubierto. Lutitas arenosas rojas con niveles intercalados de arcosas blancas y rojas, de grano fino a medio. Presentan algún canto de cuarcita disperso. Nivel noduloso de dolomías de grano fino a techo.

- **8:** 1,2 m de arcosas rojas, de grano medio a grueso, con cemento silíceo. Presentan una base irregular tapizada por un lag de cantos de cuarcita con un espesor de 4 cm. Niveles y cantos dispersos de cuarcita. Los cantos de la base no superan los 3 cm y los de techo pueden llegar a 6-7 cm. Presentan cosets de estratificación cruzada planar a base y de surco a techo. Muestras: HC-2 y HC-3. Paleocorrientes: N50°E.

- **9:** 2,0 m semicubierto. Lutitas arenosas rojas con niveles intercalados de arcosas, blancas y rojas, de grano fino a medio. Presentan algún canto de cuarcita disperso.

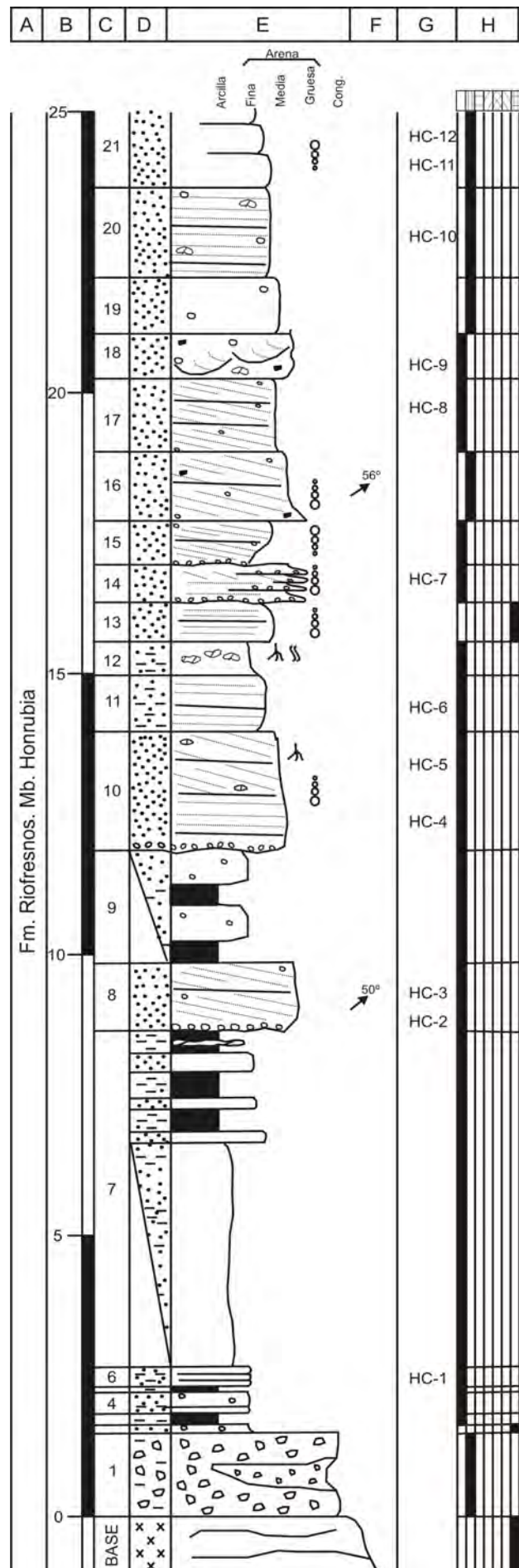


Fig. A1.-4a. Columna de Honrubia de la Cuesta.

- **10:** 2,2 m de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano medio a fino. Presentan base irregular con cantos de cuarcita y micas. A base, hay laminación paralela. A techo estratificación cruzada planar difusa con nódulos carbonáticos y huellas de raíces. Muestras: HC-4 y HC-5.

- **11:** 1,0 m de arcosas lutíticas rojas, con laminación paralela. Muestras: HC-6.

- **12:** 0,6 m de arcosas lutíticas rojas, de grano fino, con cemento dolomítico. Presentan nódulos dolomíticos, bioturbación y huellas de raíces.

- **13:** 0,7 m de arcosas blancas, granodecrecientes de grano medio a fino. Laminación paralela.

- **14:** 0,67 m de arcosas rojas, con 4 niveles granodecrecientes, de grano grueso a medio. Todos los niveles tienen base erosiva con un lag de cantos. Cantos de cuarzo dispersos desde unos mm. a 4 cm. Se aprecian niveles de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, con una pátina de Fe. Presentan laminación paralela a estratificación cruzada planar muy tendida a techo. Muestras: HC-7.

- **15:** 0,78 m de arcosas rojas de grano fino a medio. Presentan base erosiva con un lag de cantos de cuarcita. Cantos de cuarcita dispersos desde 0,5 mm a 1 cm. Estratificación cruzada planar muy tendida.

- **16:** 1,23 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. Presentan cantos de cuarcita y cantos blandos dispersos de 0,6 mm a 1 cm. Con dos *sets* de estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N56°E.

- **17:** 1,3 m de arcosas rojas, de grano medio, cementadas. Presentan estratificación cruzada planar en varios *sets* de 20 cm. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 1,5 cm. Bioturbación. Oquerosas. Muestras: HC-8.

- **18:** 0,8 m de arcosas rojas, de grano medio a grueso, muy cementadas. Cantos dispersos, subredondeados, de cuarcita de hasta 5 cm, cantos blandos y nódulos carbonáticos. Presentan estratificación cruzada de surco muy tendida en todo el tramo. Muestras: HC-9.

- **19:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio. Escasos cantos dispersos de cuarcita de 1 cm.

- **20:** 1,6 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino. Cantos dispersos de cuarzo y de dolomías rosas, de grano fino. Laminación paralela difusa. Muestras: HC-10.

- **21:** 3,4 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano medio a fino, terminando el tramo en lutitas rojas. El tramo se divide en bancos estrato-decrecientes hacia techo. *Ripples* y una costra carbonática blanca sacaroidea de unos 4 mm. Muestras: HC-11, HC-12 y HC-13.

- **22:** 1,2 m de arcosas naranjas, de grano grueso, muy cementadas. Base irregular con un lag de cantos de cuarcita y cantos blandos de 2 cm. En la base presentan una costra

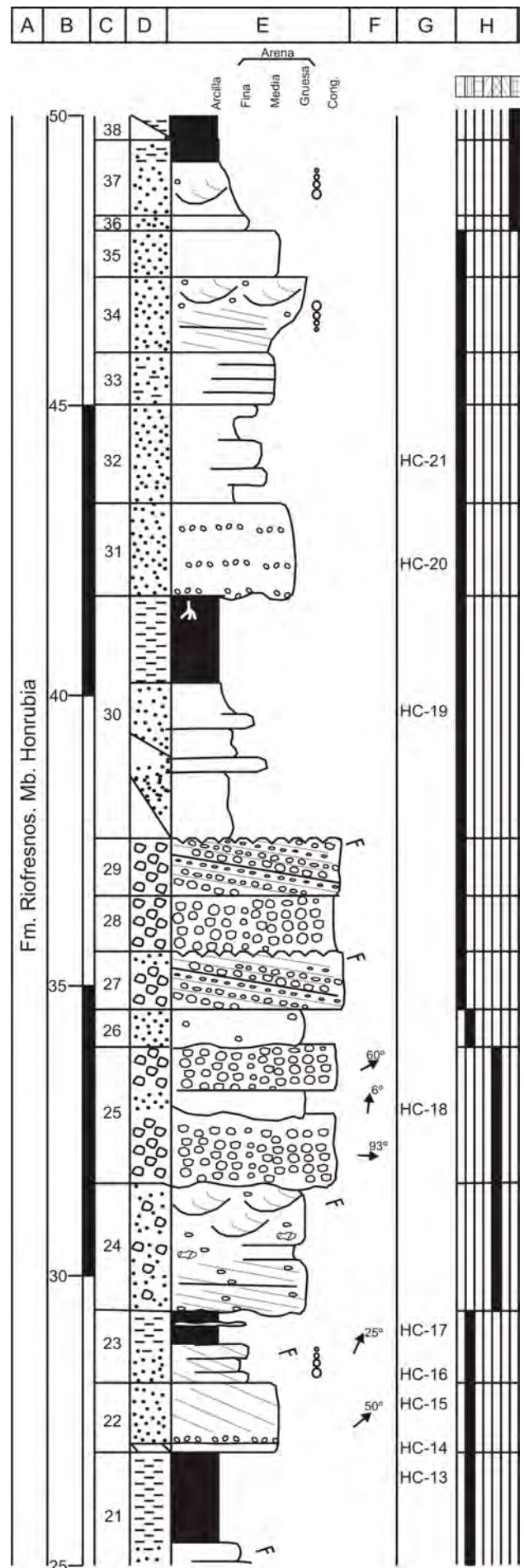


Fig. A1.-4b. Continuación C. de Honrubia de la Cuesta.

de dolomías rosas de grano fino, muy cementadas de 2 cm de espesor. Estratificación cruzada planar en un único set. Muestras: HC-14 y HC-15. Paleocorrientes: N50°E.

- **23:** 1,24 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano fino terminando en lutitas rojas, lajosas. Las areniscas presentan tres *sets* con estratificación cruzada planar. *Ripples*. Costras carbonáticas milimétricas en las lutitas. Muestras: HC-16 y HC-17. Paleocorrientes: N25°E.

- **24:** 2,2 m de arcosas ocre, de grano grueso. Base irregular. Abundantes cantos dispersos de cuarcita y de dolomías rosas. *Cosets* con estratificación cruzada planar a base y a techo estratificación cruzada de surco y *ripples*.

- **25:** 2,4 m de conglomerados arenosos, con cantos de cuarcita y de dolomías rosas. Base erosiva. En la parte media del tramo hay un cuerpo de arcosas naranjas, de grano medio, con base cóncava irregular y techo plano. Muestras: HC-18. Paleocorrientes: N93°E, N6°E y N60°E.

- **26:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Cantos dispersos de cuarcita.

- **27:** 1,0 m de conglomerados clastosoportados, de cuarcita. Cantos blandos de 1 cm. Estratificación cruzada planar en *sets* de 15 cm. A techo presentan un nivel de 4 cm de arcosas de grano grueso, muy cementadas. *Ripples* y grietas de desecación a techo.

- **28:** 0,96 m de conglomerados arenosos, de cuarcita. La matriz es arcósica, roja, de grano grueso, cementada.

- **29:** 0,99 m de conglomerados arenosos de cuarcita. Cantos blandos de 1 cm. Presentan varios *sets* de unos 25 cm. de estratificación cruzada planar. A techo presentan un nivel de 3 cm. de arcosas, de grano grueso, muy cementadas. *Ripples*.

- **30:** 4,16 m semicubierto. Alternancia de lutitas y arcosas, de grano fino. Huellas de raíces a techo. Muestras: HC-19.

- **31:** 1,6 m de arcosas rojas, de grano medio-grueso. Base erosiva. Abundantes cantos de cuarcita dispersos y en niveles. Muestras: HC-20.

- **32:** 1,7 m semicubierto. Arcosas lutíticas, rojas, de grano fino, poco cementadas. El tramo se divide en cinco niveles decimétricos. Muestras: HC-21.

- **33:** 0,9 m de arcosas lutíticas rojas, de grano fino, muy cementadas. Se dividen en niveles lajosos.

- **34:** 1,3 m de arcosas rojas, de grano muy grueso. Presentan abundantes cantos de cuarcita de 1 cm dispuestos según la estratificación cruzada planar a base y la estratificación cruzada de surco a techo.

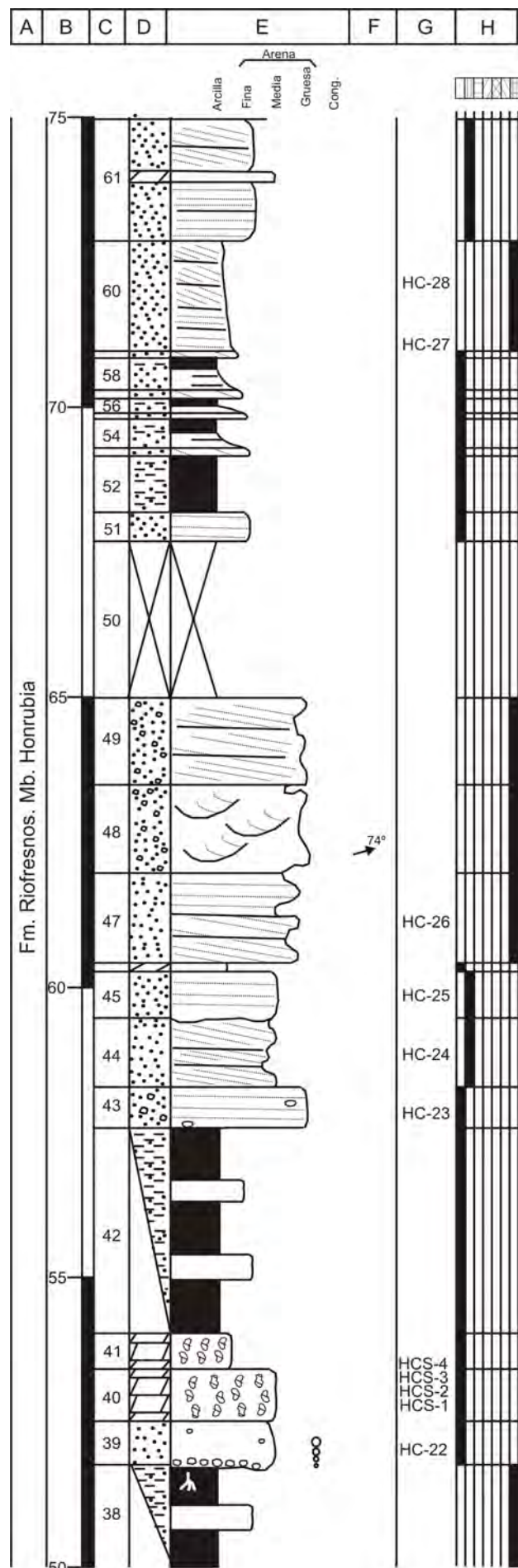


Fig. A1.-4c. Columna de Honrubia de la Cuesta.

- **35:** 0,8 m de arcosas rojas, de grano medio, cementadas.
- **36:** 0,26 m de cuarzoarenitas blancas, de grano medio-fino, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.
- **37:** 1,3 m. Tramo granodecreciente, desde arcosas blancas, de grano fino, a lutitas rojas, lajas, a techo.
- **38:** 2,8 m semicubierto. Alternancia de lutitas y arcosas de grano fino. Huellas de raíces a techo.
- **39:** 0,75 m de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano medio a fino. Base erosiva con un lag de cantos de cuarcita de 1 cm. Cantos de cuarcita dispersos. Muestras: HC-22.
- **40:** 0,9 m de dolomías rosas, de grano fino, con rizoconcreciones. Muestras: HCS-1, HCS-2, HCS-3 y HCS-4.
- **41:** 0,6 m de dolomías rosas, de grano fino, con rizoconcreciones.
- **42:** 3,7 m semicubierto. Alternancia de lutitas y arcosas rojas, de grano fino.
- **43:** 1,2 m de arcosas rojas, de grano grueso. Abundantes cantos de cuarcita de hasta 2 cm. Laminación paralela. Muestras: HC-23.
- **44:** 1,2 m de arcosas naranjas, de grano medio, muy oquerosas. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de espesor decimétrico. Muestras: HC-24.
- **45:** 0,8 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Laminación paralela. Muestras: HC-25.
- **46:** 0,15 m de una costra dolomítica roja, compacta y recrystalizada.
- **47:** 1,5 m de cuarzoarenitas blancas, de grano grueso, cementadas y oquerosas. Estratificación cruzada planar a base, dividida en varios *sets* decimétricos. Laminación paralela a techo. Muestras: HC-26.
- **48:** 1,08 m de cuarzoarenitas blancas, de grano grueso, cementadas, oquerosas. Se presentan en dos *sets* decimétricos, de estratificación cruzada de surco. Paleocorriente: N74°E.
- **49:** 1,5 m de cuarzoarenitas blancas, de grano grueso, cementadas y oquerosas. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de unos 15 cm.
- **50:** 2,7 m cubierto.
- **51:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano fino, cementadas. Laminación paralela, difusa a techo.
- **52:** 0,92 m de lutitas arenosas rojas.
- **53:** 0,15 m de arcosas rojas, de grano fino, cementadas.

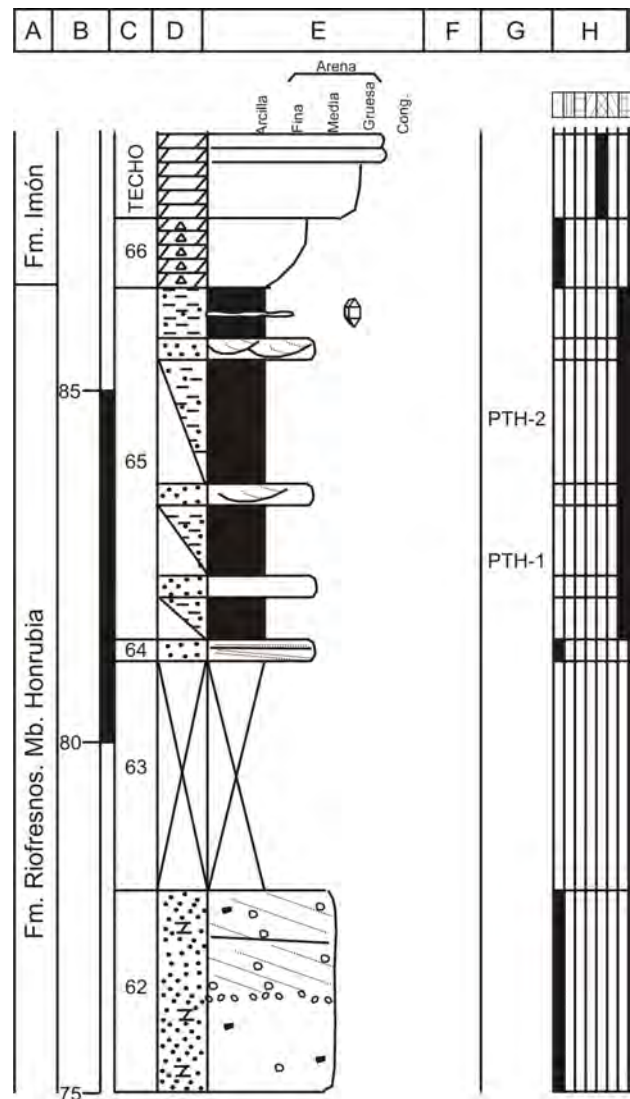


Fig. A1.-4d. Columna de Honrubia de la Cuesta.

Estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **54:** 0,5 m de lutitas rojas, con un nivel de cuarzoarenitas ocreas, de grano fino, a base.
- **55:** 0,15 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, poco cementadas.
- **56:** 0,25 m lutitas rojas, con un nivel de cuarzoarenitas ocreas, de grano fino, a base.
- **57:** 0,15 m de arcosas rojas, de grano fino, cementadas. Estratificación cruzada planar.
- **58:** 0,55 m de lutitas rojas con un nivel de cuarzoarenitas ocreas, de grano fino, a base.
- **59:** 0,12 m de arcosas rojas, de grano fino, cementadas. Estratificación cruzada planar en un único *set*. Muestras: HC-27.
- **60:** 2,0 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, poco cementadas. Laminación paralela, a base y estratificación

cruzada planar, en varios *sets* de unos 20 cm., a techo.
Muestras: HC-28.

- **61**: 2,1 m de arcosas naranjas, de grano grueso, con niveles dolomíticos. Presentan laminación paralela a base y estratificación cruzada planar hacia techo, en *sets* de unos 20 cm.

- **62**: 3,0 m de arcosas rojas, de grano medio. Cantos blandos y de cuarcita dispersos. A techo presentan *sets* de unos 20 cm de estratificación cruzada planar muy tendida.

- **63**: 3,0 m cubierto.

- **64**: 0,3 m de arcosas rojas, de grano fino. Estratificación cruzada planar muy tendida a base y laminación paralela a techo.

- **65**: 5,0 m de lutitas arenosas ocre con niveles intercalados de cuarzoarenitas amarillas, de grano fino. Las areniscas tienen estratificación cruzada de surco. A techo presentan una costra silíceo con cuarzoes bipiramidales. Muestras: PTH-1 y PTH-2.

- **66**: 1,0 m de brechas dolomíticas rojas.

- **Techo**: Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

2. COLUMNA N-I

Hoja: 375 (Fuentelcésped) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se localiza en la N-I, autovía de Burgos entre los Km 139,5 y 140.

Espesor total: 162 m

Dirección y buzamiento: N90°E/20°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 440736,62

Y: 4595379,54

Techo: X: 440372,84

Y: 4595901,85

- **Base:** Gneis.

- **1:** 2,5 m de conglomerados de cuarcita. Se dividen en dos sets decimétricos de estratificación cruzada planar.

- **2:** 0,6 m de arcosas rosas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita.

- **3:** 1,7 m de conglomerados arenosos, de cuarcita y feldespato. Estratificación cruzada planar muy bien definida.

- **4:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar muy tendida.

- **5:** 0,7 m de conglomerados, de cuarcita y feldespato, arenosos en la parte central del tramo. Estas areniscas son arcóscicas, rojas, de grano grueso.

- **6:** 2,0 m de arcosas rojas, de grano medio-grueso. El tramo se divide en 4 niveles todos con base erosiva y un lag de cantos de cuarcita. Los dos primeros niveles presentan laminación paralela y los dos últimos estratificación cruzada planar tendida en sets de 20 cm.

- **7:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos.

- **8:** 0,4 m de lutitas rojas.

- **9:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Cantos de cuarcita dispersos.

- **10:** 1,0 m de lutitas rojas.

- **11:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio. Cantos de cuarcita dispersos.

- **12:** 2,0 m de lutitas rojas.

- **13:** 30,0 m cubierto.

- **14:** 3,1 m de lutitas arenosas rojas alternando con niveles de arcosas, de grano medio, poco cementadas. Estratificación cruzada planar en las areniscas. Niveles de costras dolomíticas y huellas de raíces en las lutitas.

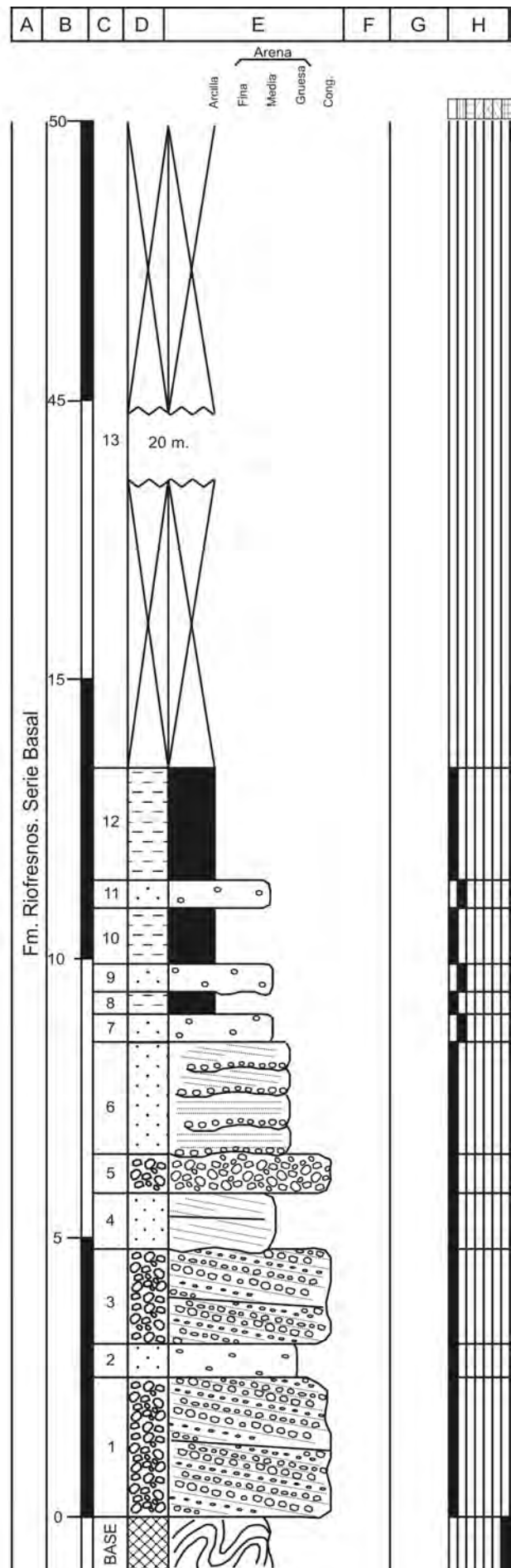


Fig. A1.-5a. Columna de la Nacional I (N-I).

- **15:** 0,58 m de arcosas naranjas de grano grueso. Base irregular con niveles dolomíticos. Presentan algunos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **16:** 0,85 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica de grano grueso. Los conglomerados presentan estratificación cruzada planar dividida en varios *sets* de unos 20 cm.

- **17:** 0,65 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Escasos cantos dispersos de cuarcita.

- **18:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano fino, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.

- **19:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.

- **20:** 0,15 m de arcosas rojas, de grano fino, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.

- **21:** 0,3 m de lutitas arenosas rojas.

- **22:** 1,1 m de arcosas rojas, de grano fino-medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de 25 cm.

- **23:** 1,1 m de conglomerados arenosos, de cuarcita de hasta 3 cm. La matriz es arcósica, roja, de grano grueso. El tramo presenta base erosiva. Se dividen en dos *sets* decimétricos de estratificación cruzada planar.

- **24:** 0,5 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica, roja de grano grueso. El tramo presenta base erosiva y estratificación cruzada planar.

- **25:** 0,65 m de conglomerados de cuarcita de no más de 2 cm., con una media de 1 cm. Presentan estratificación cruzada planar en varios *sets* de unos 15 cm.

- **26:** 3,8 m de lutitas rojas con tres intercalaciones de arcosas naranjas, granocrecientes de grano fino a medio. Menos cementadas a base que a techo. El nivel central presenta base erosiva, estratificación cruzada planar y huellas de raíces.

- **27:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio, cementadas. Base erosiva y estratificación cruzada planar.

- **28:** 1,0 m de arcosas ocreas, de grano medio-grueso, poco cementadas. Escasos cantos dispersos. Presentan estratificación cruzada planar de surco en varios *sets* centimétricos.

- **29:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Cantos de cuarcita dispersos y estratificación cruzada planar.

- **30:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Estratificación cruzada planar en un único *set*.

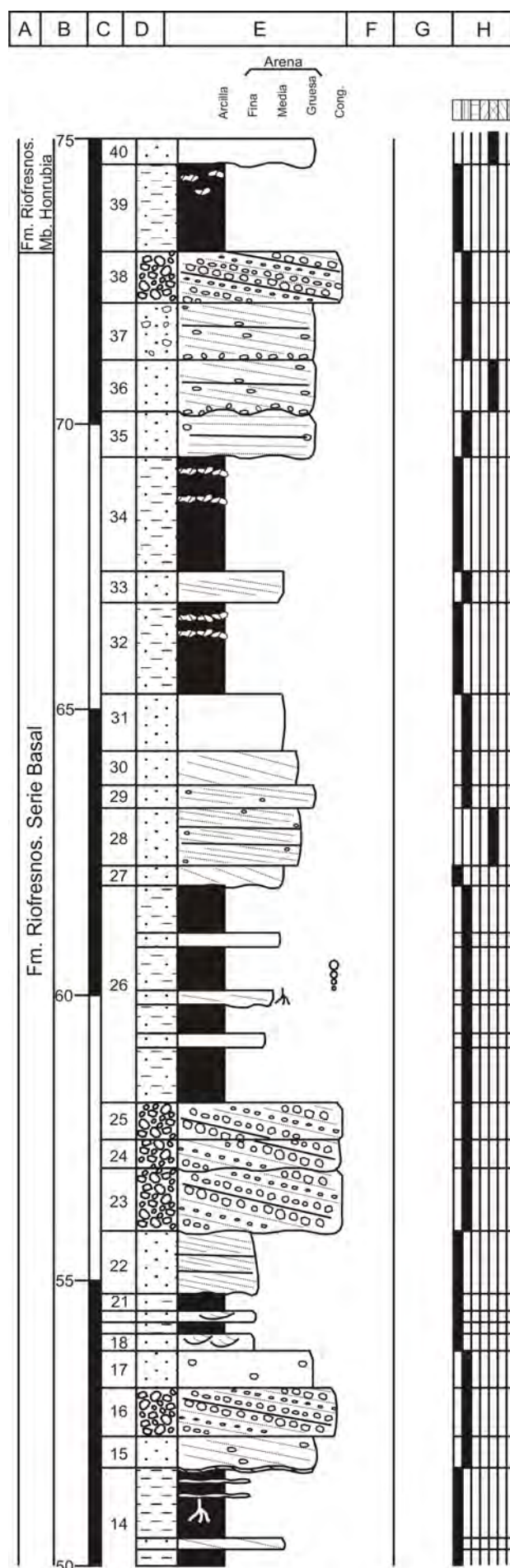


Fig. A1.-5b. Continuación C. de la Nacional I (N-I).

- **31:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.
- **32:** 1,6 m de lutitas arenosas rojas, con niveles irregulares de nódulos dolomíticos.
- **33:** 0,55 m de arcosas naranjas, de grano medio. Estratificación cruzada planar difusa.
- **34:** 2,0 m de lutitas arenosas rojas, con niveles dolomíticos nodulares irregulares.
- **35:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Base irregular. Cantos de cuarcita dispersos. Laminación paralela.
- **36:** 0,9 m de arcosas ocre, de grano muy grueso. Base erosiva tapizada por un lag de cantos de cuarcita. Cantos dispersos de no más de 2 cm. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo, en varios *sets* decimétricos.
- **37:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano muy grueso. En la base presentan un lag de cantos de cuarcita. Cantos dispersos de hasta 3 cm. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.
- **38:** 0,9 m de conglomerados de cuarcita y feldespato de hasta 6 cm, con tramos algo arenosos intercalados, Las areniscas son arcóscas, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar.
- **39:** 1,7 m de lutitas arenosas rojas. Los últimos 30 cm del tramo están formados por nódulos carbonáticos recristalizados.
- **40:** 0,45 m de arcosas ocre, de grano grueso, con base erosiva.
- **41:** 0,3 m de arcosas ocre, de grano muy grueso. Abundantes cantos de cuarcita de hasta 4 cm. Laminación paralela.
- **42:** 0,5 m de arcosas ocre, de grano grueso.
- **43:** 1,0 m de lutitas arenosas rojas, con niveles dolomíticos nodulares irregulares.
- **44:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. En la base presentan un lag de cantos de cuarcita de hasta 4 cm.
- **45:** 0,6 m de conglomerados de cantos, de hasta 3 cm, de cuarzo y cuarcita. Base erosiva. Estratificación cruzada planar.
- **46:** 0,9 m. Tramo granodecreciente desde conglomerados arenosos a arcosas naranjas, de grano grueso. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en dos *sets* de espesor decimétrico.
- **47:** 0,4 m de arcosas ocre de grano grueso. Cantos

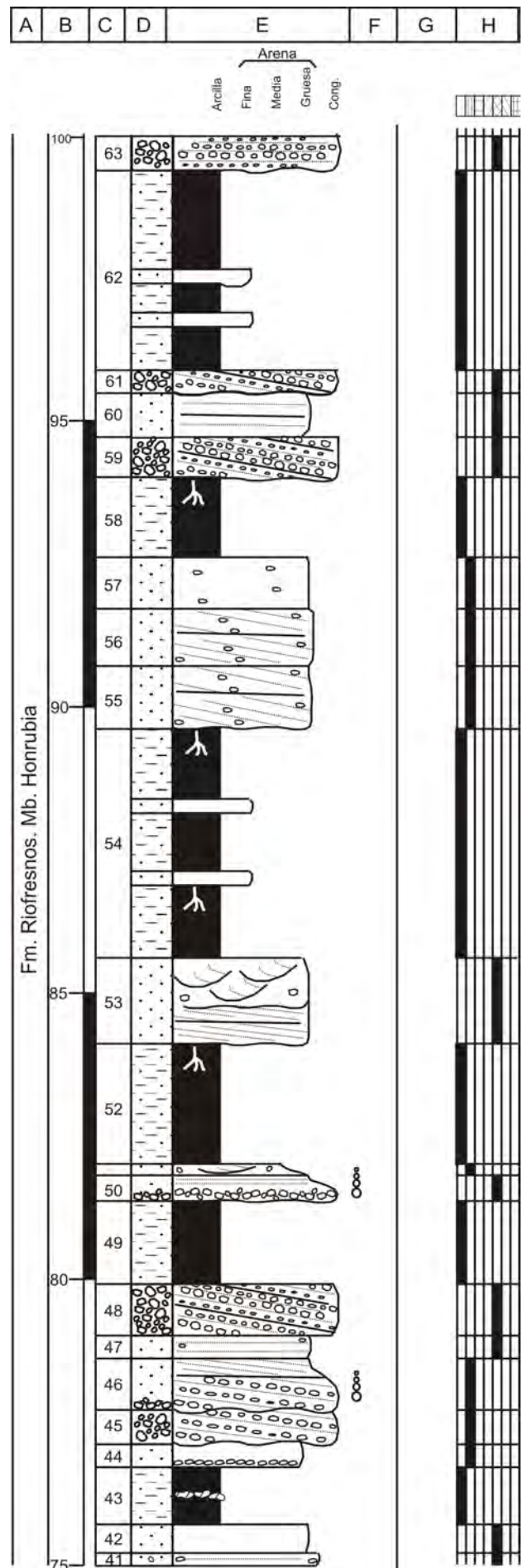


Fig. A1.-5c. Continuación C. de la Nacional I (N-I).

de cuarcita dispersos de no más de 1,5 cm. Laminación paralela.

- **48:** 0,9 m de conglomerados de cuarzo y cuarcita. Se dividen en 3 *sets* de estratificación cruzada planar.

- **49:** 1,45 m de lutitas arenosas rojas.

- **50:** 0,45 m. Tramo granodecreciente desde conglomerados arenosos a arcosas ocre, de grano grueso. Presentan base erosiva. Cantos dispersos de cuarcita en las areniscas. Laminación paralela.

- **51:** 0,2 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco.

- **52:** 2,1 m de lutitas arenosas rojas, con huellas de raíces.

- **53:** 1,5 m de arcosas ocre, de grano grueso. Base erosiva y superficies internas erosivas. Presentan cantos dispersos de cuarcita. *Cosets* de estratificación cruzada planar a base y de surco a techo.

- **54:** 4,0 m de lutitas arenosas rojas intercaladas con niveles de arcosas rojas, de grano fino. Huellas de raíces.

- **55:** 1,1 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Base erosiva. Cantos dispersos de cuarcita entre 1 y 3 cm. Se dividen en varios *sets* decimétricos de estratificación cruzada planar.

- **56:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita entre 1 y 3 cm. Estratificación cruzada planar.

- **57:** 0,9 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Escasos cantos dispersos de cuarcita.

- **58:** 3,4 m de lutitas arenosas rojas, con huellas de raíces.

- **59:** 0,7 m de conglomerados ocre de cuarcita. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de unos 20 cm.

- **60:** 0,75 m de arcosas ocre, de grano grueso-medio. Laminación paralela.

- **61:** 0,4 m de conglomerados ocre de cuarcita. Base erosiva. Se divide en dos *sets* de estratificación cruzada planar.

- **62:** 1,4 m de una alternancia de lutitas arenosas rojas con niveles de arcosas, granocrecientes, de grano fino a medio. El último nivel de areniscas presenta base cóncava.

- **63:** 0,6 m de conglomerados ocre, de cuarcita. Base erosiva. Laminación paralela.

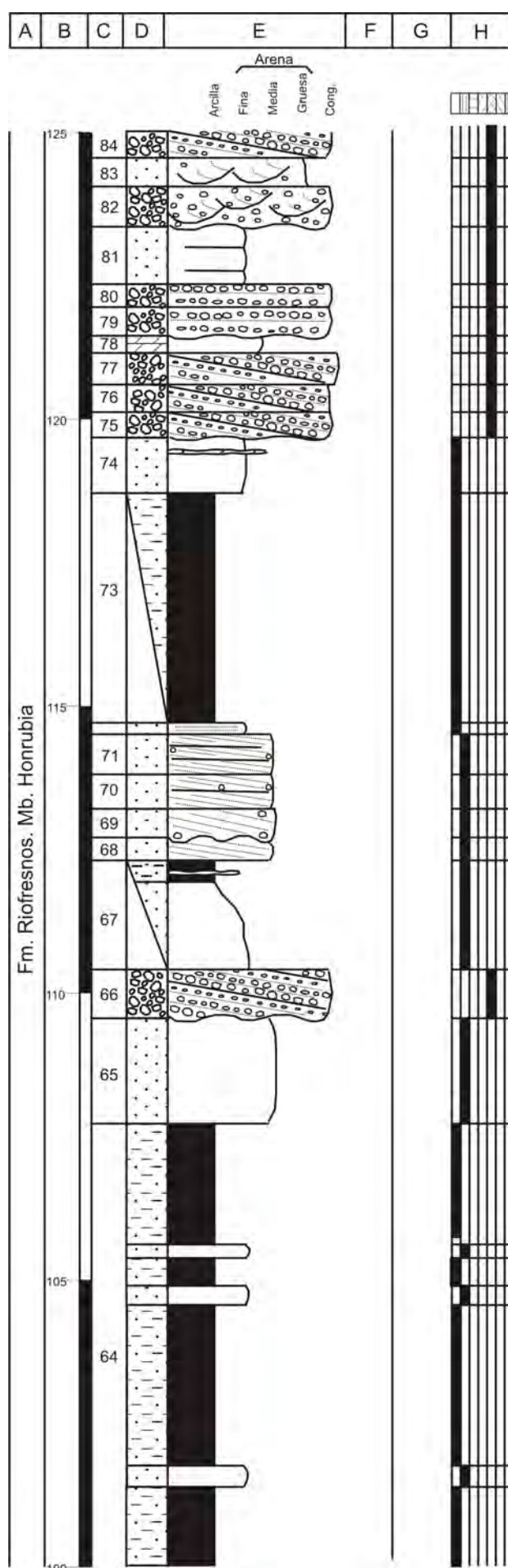


Fig. A1.-5d. Continuación C. de la Nacional I (N-I).

- **64**: 8,1 m de una alternancia de lutitas rojas y arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas.

- **65**: 1,8 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.

- **66**: 0,85 m de conglomerados ocre, de cuarcita. Base erosiva.

- **67**: 1,9 m semicubierto. Arcosas lutíticas naranjas, de grano fino, poco cementadas, a base. A techo pasan a lutitas arenosas con un nivel carbonático irregular.

- **68**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **69**: 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Escasos cantos dispersos de dolomías rosas de grano fino. Estratificación cruzada planar.

- **70**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio. Cantos dispersos de dolomías rosas de grano fino. Estratificación cruzada planar.

- **71**: 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Abundantes cantos dispersos de dolomías rosas, de grano fino. Se dividen en tres *sets* decimétricos de estratificación cruzada planar.

- **72**: 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino, con laminación paralela difusa.

- **73**: 4,0 m semicubierto. Lutitas arenosas rojas.

- **74**: 0,97 m de cuarzoarenitas rosas, de grano fino. Niveles de dolomías rosas, de grano fino.

- **75**: 0,45 m de conglomerados de cuarzo y cuarcita. Base muy erosiva sobre el tramo anterior. Estratificación cruzada planar.

- **76**: 0,48 m de conglomerados arenosos, de cuarzo y cuarcita. La matriz es arcósica, ocre, de grano muy grueso. Presentan estratificación cruzada planar.

- **77**: 0,55 m de conglomerados de cuarcita. Estratificación cruzada planar.

- **78**: 0,3 m de dolomías rosas, de grano fino.

- **79**: 0,5 m de conglomerados de cuarzo y cuarcita. Base erosiva. Laminación paralela en todo el tramo.

- **80**: 0,4 m de conglomerados de cuarzo y cuarcita. Laminación paralela en todo el tramo.

- **81**: 1,0 m de arcosas ocre, de grano fino, tableadas.

- **82**: 0,7 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica, de grano grueso. Base erosiva y estratificación cruzada de surco.

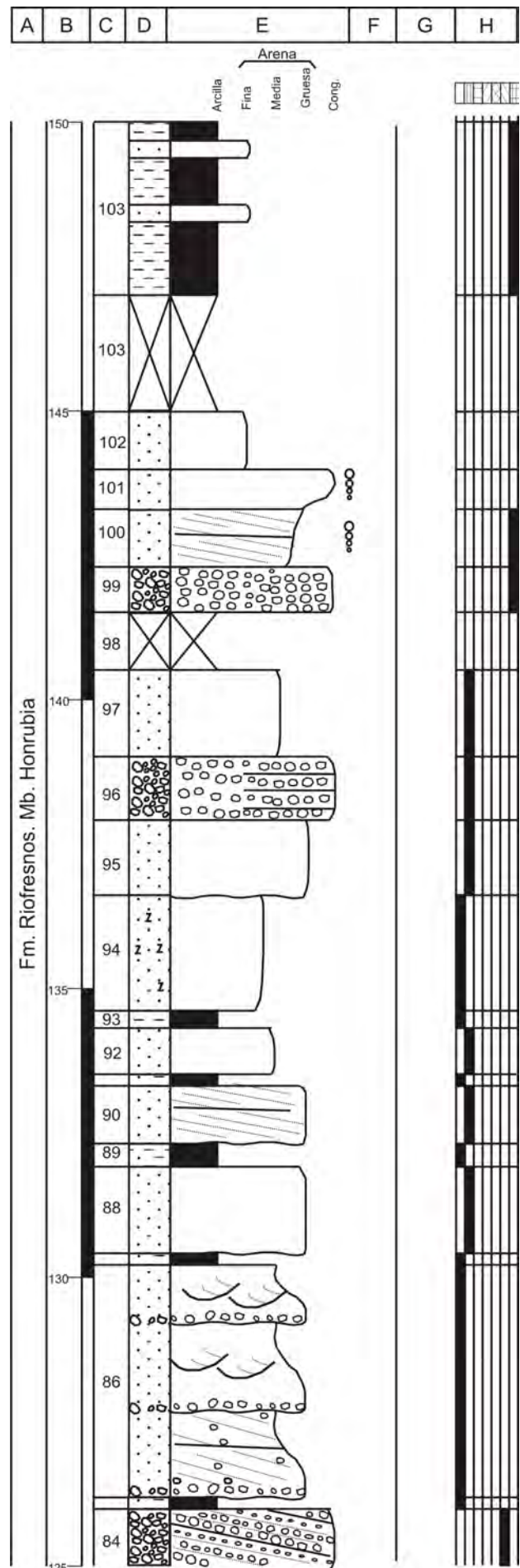


Fig. A1.-5e. Continuación C. de la Nacional I (N-I).

- **83:** 0,5 m de arcosas ocreas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita. Se dividen en varios *sets* centimétricos de estratificación cruzada de surco.
- **84:** 1,1 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar.
- **85:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- **86:** 4,0 m de arcosas rojas, de grano grueso a medio. Se divide en tres tramos. Cada uno de ellos presenta base erosiva con un lag de cantos de cuarcita. Estratificación cruzada planar en el tramo de base. Estratificación cruzada de surco en los otros dos tramos.
- **87:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- **88:** 1,5 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Base erosiva.
- **89:** 0,4 m de lutitas arenosas rojas.
- **90:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Base erosiva. Estratificación cruzada planar.
- **91:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- **92:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano medio.
- **93:** 0,3 m de lutitas arenosas rojas.
- **94:** 2,0 m de dolomías rosas, de grano fino.
- **95:** 1,3 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Base erosiva.
- **96:** 1,1 m de conglomerados de cuarcita, en varios niveles.
- **97:** 1,5 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.
- **98:** 2,0 m cubierto.
- **99:** 0,8 m de conglomerados de cuarcita, clastosoportados.
- **100:** 2,0 m de arcosas blancas, de grano medio a conglomerados arenosos a techo. Estratificación cruzada planar.
- **101:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas.
- **102:** 2,0 m cubierto.
- **103:** 4,0 m de lutitas grises con un nivel a techo de cuarzoarenitas amarillas, de grano fino.

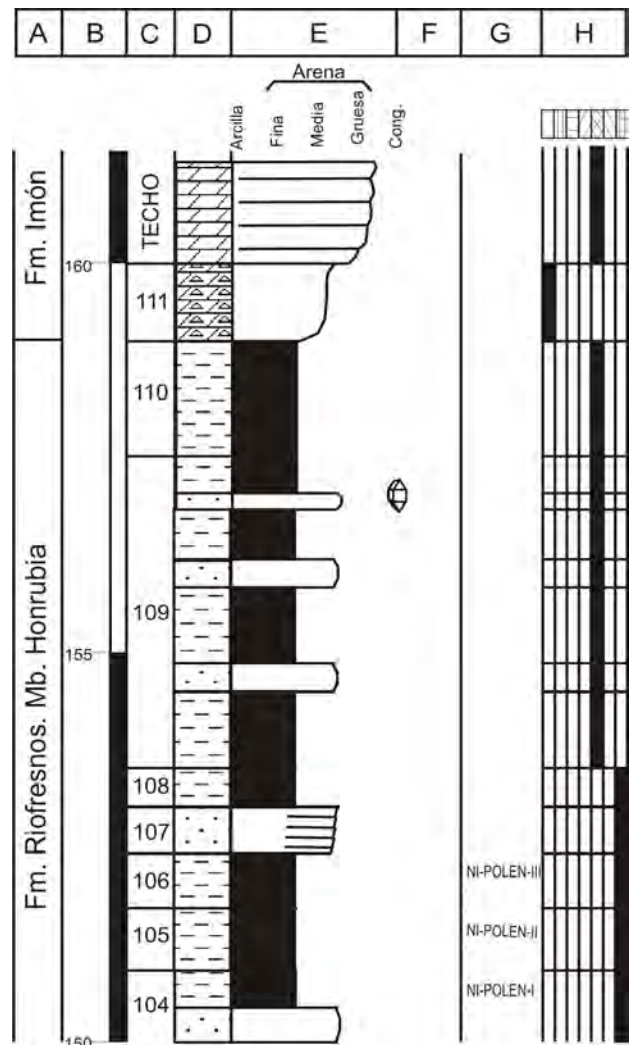


Fig. A1.-5f. Continuación C. de la Nacional I (N-I).

- **104:** 0,8 m de lutitas grises. Muestras: NI-POLEN-I.
- **105:** 0,7 m de lutitas grises compactas. Muestras: NI-POLEN-II.
- **106:** 0,6 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, tableadas.
- **107:** 0,5 m de lutitas grises, con enrejado de lutitas rojas. Muestras: NI-POLEN-III.
- **108:** 4,0 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, tableadas.
- **109:** 1,5 m de lutitas arenosas ocreas, con niveles de costras silíceas con cuarzos bipiramidales.
- **110:** 1,0 m de brechas dolomíticas rojas.
- **Techo:** Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

3. COLUMNA DE ARROYO RIOFRESNOS

Hoja: 375 (Fuentelcésped) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se localiza al W del pueblo de Honrubia de la Cuesta y de la N-I, a lo largo del arroyo Riofresnos.

Espesor total: 150 m.

Dirección y buzamiento: N95°E/20°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 440043,05

Y: 4595303,75

Techo: X: 439665,34

Y: 4595668,63

- **Base:** Gneis.

- **1:** 2,0 m de lutitas rojas.

- **2:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita de no más de 1,5 cm.

- **3:** 1,0 m de lutitas rojas.

- **4:** 0,25 m de arcosas rosas, de grano medio, poco cementadas.

- **5:** 1,1 m de lutitas rojas.

- **6:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano grueso, poco cementadas. Cantos de cuarcita dispersos de hasta 3 cm.

- **7:** 0,25 m de conglomerados arenosos, de cantos de cuarcita de hasta 3 cm. La matriz es arcósica roja, de grano grueso, poco cementada.

- **8:** 0,4 m de lutitas rojas.

- **9:** 0,4 m de conglomerados arenosos, de cantos de cuarcita y fragmentos de rocas metamórficas. El centil es de 15 cm y 2-3 cm de media. Las areniscas son arcósicas rojas, de grano grueso, poco cementada. El tramo presenta base irregular.

- **10:** 0,2 m de arcosas lutíticas rojas, de grano medio, poco cementadas.

- **11:** 0,1 m de arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas. Cantos de cuarcita dispersos de 1 cm.

- **12:** 0,55 m de arcosas rojas, de grano grueso, poco cementadas.

- **13:** 0,4 m de arcosas ocreas, de grano grueso, poco cementadas.

- **14:** 0,4 m de arcosas ocreas, de grano grueso, poco cementadas. Presentan una base irregular con un lag de cantos de cuarcita y fragmentos de rocas metamórficas. A lo largo del tramo presenta cantos dispersos de unos 2 cm,

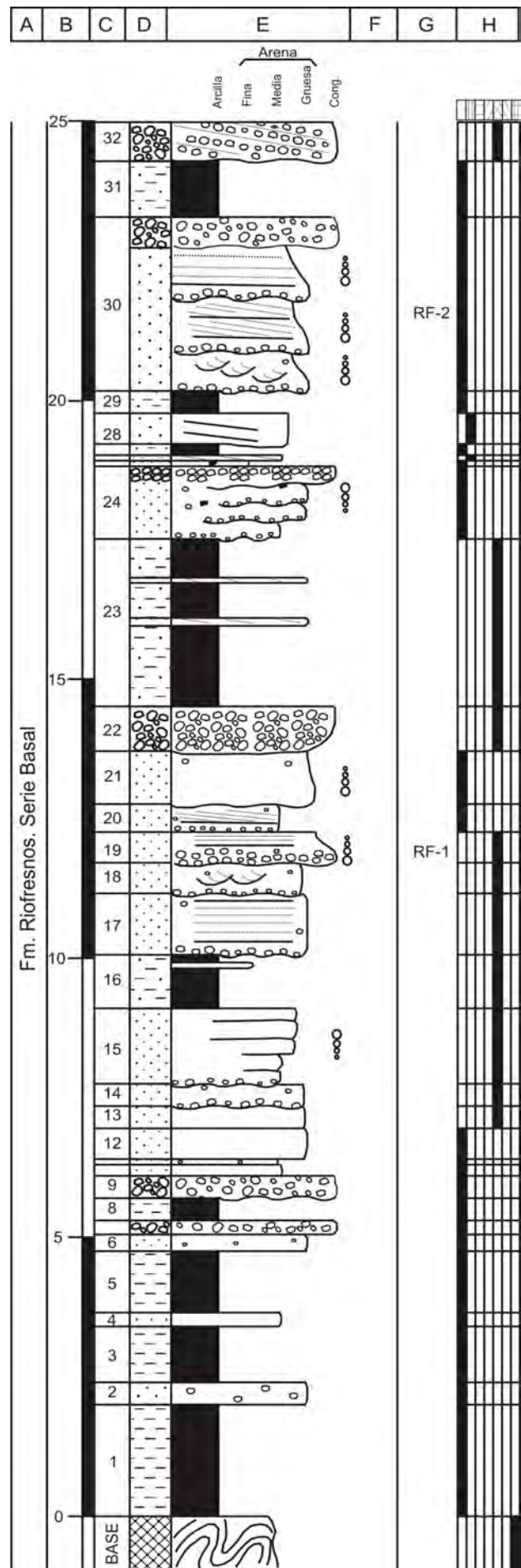


Fig. A1.-6a. Columna de Arroyo Riofresnos.

de la misma composición.

- **15:** 1,35 m de arcosas ocre, granocrecientes, de grano medio a grueso. Se presentan divididas en niveles de unos 25 cm. A base, presentan un lag de cantos de cuarcita.

- **16:** 0,96 m de lutitas amarillas, con niveles arenosos de grano fino. Cantos dispersos de cuarcita de no más de 1 cm.

- **17:** 1,1 m de arcosas ocre, de grano grueso. Presentan una base irregular con un lag de cantos de cuarcita. Cantos dispersos de cuarcita y gneis de no más de 3 cm. Laminación paralela.

- **18:** 0,55 m de arcosas ocre, de grano grueso. Presentan base irregular con un lag de cantos de cuarcita. Cantos dispersos de cuarcita y gneis de no más de 1 cm. Estratificación cruzada de surco.

- **19:** 0,55 m. Tramo granodecreciente desde conglomerados de cantos de cuarcita a arcosas a techo. En la zona media del tramo los conglomerados son arenosos. Las areniscas son arcósicas rojas, de grano grueso, muy cementadas. Presentan laminación paralela. Muestras: RF-1.

- **20:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio. Presentan un lag de cantos de cuarcita a base. Cantos de cuarzo dispersos de no más de 1 cm. Un *set* decimétrico de estratificación cruzada planar.

- **21:** 0,95 m de microconglomerados a areniscas arcósicas rojas de grano grueso, en una secuencia granodecreciente. Presentan base irregular. Cantos dispersos de cuarcita a techo.

- **22:** 0,8 m de conglomerados de cantos de cuarcita. Base erosiva.

- **23:** 3,0 m de alternancia de lutitas arenosas ocre y arcosas ocre, de grano grueso, poco cementadas. En las areniscas hay *sets* centimétricos de estratificación cruzada planar.

- **24:** 1,3 m de arcosas rojas, granocrecientes, de grano medio a microconglomerados a techo. El tramo se divide en 4 bancos, todos ellos con base erosiva con un lag de cantos de cuarcita y feldespatos. Presentan cantos dispersos de cuarcita más abundantes a techo.

- **25:** 0,1 m de arcosas lutíticas rojas. Cantos blandos rojos de no más de 0,5 cm.

- **26:** 0,1 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Cantos dispersos de no más de 0,5 cm de cuarcita y feldespatos. Estratificación cruzada planar.

- **27:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.

- **28:** 0,55 m de arcosas naranjas, de grano grueso-medio, muy cementadas. Base irregular.

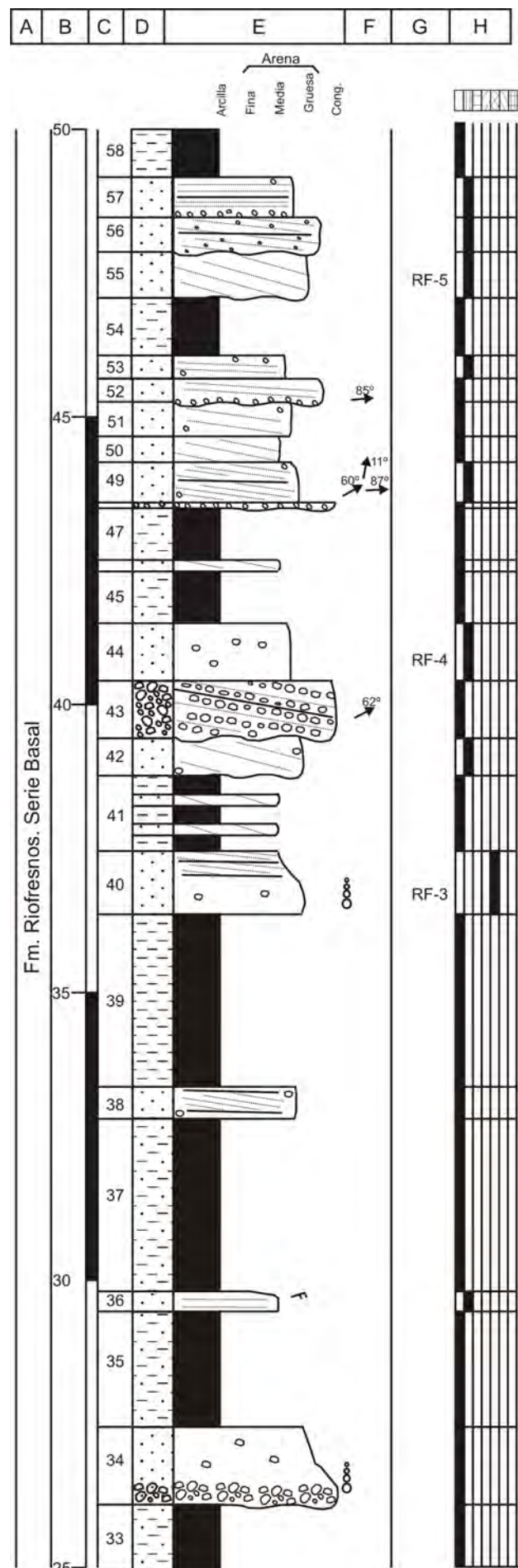


Fig. A1.-6b. Continuación C. de Arroyo Río fresnos.

- 29: 0,4 m de lutitas rojas arenosas.

- 30: 2,95 m que se dividen en 4 bancos. El primer banco es de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. Base erosiva con un lag de cantos de cuarcita. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 15 cm. El segundo banco es de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. Base erosiva con un lag de cantos de cuarcita de hasta 2 cm. Estratificación cruzada planar en un set de unos 70 cm. El tercer banco es de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano muy grueso a medio. Base erosiva con un lag de cantos de cuarcita de hasta 5 cm. Laminación paralela. El cuarto banco es de conglomerados de cantos angulosos de cuarcita, con base erosiva. Muestras: RF-2.

- 31: 1,0 m de lutitas arenosas rojas.

- 32: 0,7 m de conglomerados arenosos, de cantos de cuarzo y cuarcita. El centil es de hasta 8 cm, con una medio de 3 cm. Presentan base erosiva y estratificación cruzada planar en un único set de unos 60 cm.

- 33: 1,15 m de lutitas arenosas rojas.

- 34: 1,35 m de una secuencia granodecreciente que comienza con conglomerados arenosos de cuarzo y cuarcita. Hacia techo pasa a arcosas rojas, de grano grueso. Estas areniscas presentan escasos cantos dispersos de hasta 2 cm.

- 35: 2,0 m de lutitas arenosas rojas.

- 36: 0,35 m de arcosas naranjas, de grano medio. Presentan base plana y techo cóncavo. A techo, estratificación cruzada planar difusa y *ripples*.

- 37: 3,0 m de lutitas rojas arenosas.

- 38: 0,55 m de arcosas rojas, de grano medio-grueso. Estratificación cruzada planar en un único *set*. Escasos cantos dispersos de cuarcita.

- 39: 3,0 m de lutitas arenosas rojas.

- 40: 1,1 m de arcosas ocre, granodecrecientes, de grano grueso-medio a medio. Presentan cantos angulosos dispersos con un centil de 14 cm. Estratificación cruzada planar, a techo, en dos *sets* de unos 15 cm. Muestras: RF-3.

- 41: 1,3 m de lutitas arenosas rojas con dos niveles de arcosas, de grano medio, con estratificación cruzada planar.

- 42: 0,65 m de arcosas naranjas de grano medio-grueso. Base erosiva. Cantos dispersos angulosos de cuarzo y cuarcita. Estratificación cruzada planar en un único set de 60 cm.

- 43: 1,0 m de conglomerados arenosos de cuarzo y

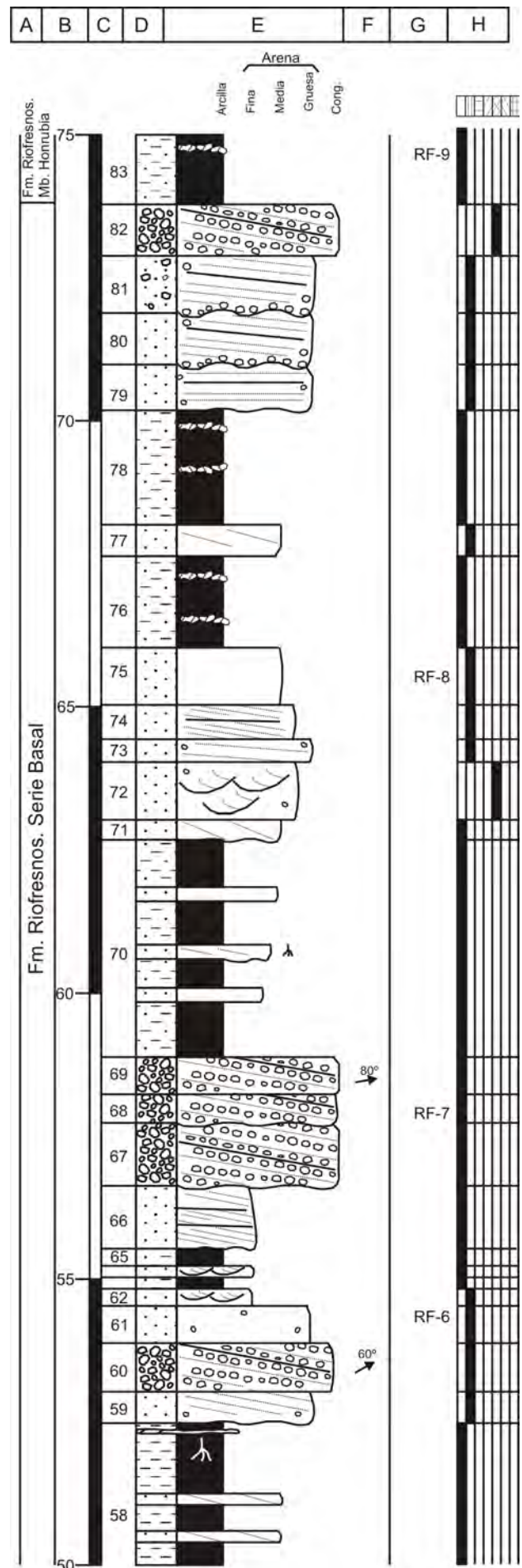


Fig. A1.-6c. Continuation C. de Arroyo Río fresnos.

cuarcita. La matriz es arcósica roja, de grano grueso. Presentan base erosiva. Varios *sets* de unos 15 cm. de estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N62°E.

- **44:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 1 cm. Muestras: RF-4.

- **45:** 0,9 m de lutitas arenosas rojas.

- **46:** 0,15 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada planar.

- **47:** 0,9 m de lutitas arenosa rojas.

- **48:** 0,1 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica, roja, de grano grueso. Presentan base erosiva.

- **49:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Presentan cantos de cuarcita dispersos de 1 cm. Estratificación cruzada planar en *sets* de unos 15 cm. Paleocorrientes: N60°E, N87°E y N11°E.

- **50:** 0,45 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **51:** 0,6 m de arcosas rojas, de grano grueso-medio. Presentan escasos cantos de cuarcita dispersos de no más de 2-3 cm. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **52:** 0,4 m de arcosas, de grano muy grueso a microconglomerados de cuarzo y feldespato. Presentan base erosiva con un lag de cantos de cuarcita de hasta 12 cm. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N85°E.

- **53:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 1,5 cm. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **54:** 1,0 m de lutitas arenosas rojas.

- **55:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en un único *set*. Muestras: RF-5.

- **56:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano muy grueso. Abundantes cantos dispersos de hasta 5 cm, dispuestos según la estratificación cruzada planar.

- **57:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Presentan un lag de cantos de cuarcita a base. Escasos cantos dispersos de cuarcita en todo el tramo. Laminación paralela.

- **58:** 3,1 m de lutitas arenosas rojas alternando con niveles de arcosas, de grano medio, poco cementadas. Las areniscas presentan estratificación cruzada planar. Niveles de costras dolomíticas y huellas de raíces.

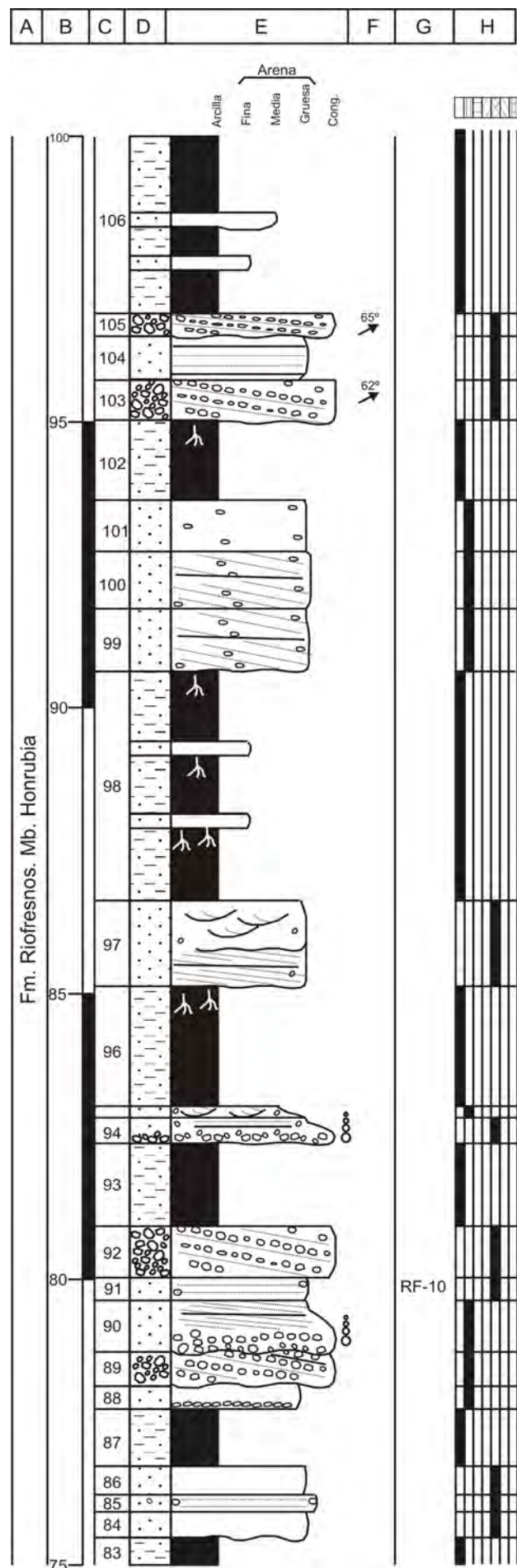


Fig. A1.-6d. Continuación C. de Arroyo Río fresnos.

- **59**: 0,58 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Base irregular. Presentan algunos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada planar. Niveles dolomíticos.

- **60**: 0,85 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar en varios *sets* de unos 15 cm. Paleocorrientes: N60°E.

- **61**: 0,65 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Muestras: RF-6.

- **62**: 0,3 m de arcosas rojas, de grano fino, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.

- **63**: 0,2 m de lutitas arenosas rojas.

- **64**: 0,15 m de arcosas rojas, de grano fino, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.

- **65**: 0,3 m de lutitas arenosas rojas.

- **66**: 1,1 m de arcosas rojas, de grano fino-medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar.

- **67**: 1,1 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita de hasta 3 cm. La matriz es arcósica, roja, de grano grueso. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada planar.

- **68**: 0,5 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita. La matriz es arcósica, roja, de grano grueso. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada planar. Muestras: RF-7.

- **69**: 0,65 m de conglomerados de cantos de cuarcita. Con un centil de hasta 2 cm, con una media de 1 cm. Presentan estratificación cruzada planar en *sets* de unos 20 cm. Paleocorrientes: N80°E.

- **70**: 3,0 m de lutitas rojas con tres intercalaciones de niveles de arcosas naranjas. Las arcosas son granocrecientes, de grano fino a medio. Menos cementadas a base que a techo. El nivel arenoso central presenta base erosiva, estratificación cruzada planar y huellas de raíces.

- **71**: 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio, cementadas. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **72**: 1,0 m de arcosas ocre, de grano medio-grueso, poco cementadas. Presentan *sets* de estratificación cruzada planar de surco de unos 17 cm. Escasos cantos dispersos.

- **73**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Cantos de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada planar.

- **74**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Estratificación cruzada planar.

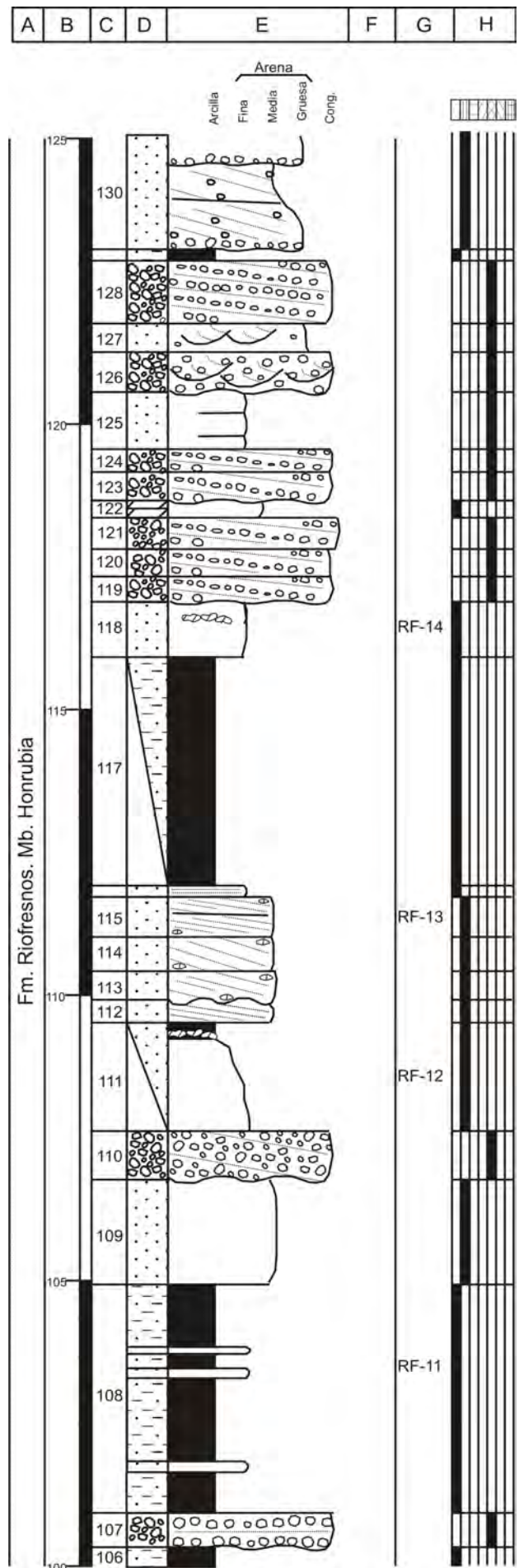


Fig. A1.-6e. Continuación C. de Arroyo Río fresnos.

difusa. Muestras: RF-10.

- **92:** 0,9 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita. Estratificación cruzada planar.

- **93:** 1,45 m de lutitas arenosas rojas.

- **94:** 0,45 m de una secuencia granodecreciente, de conglomerados arenosos a arcosas ocre de grano grueso. Presenta base erosiva. Cantos dispersos de cuarcita en las areniscas. Laminación paralela.

- **95:** 0,2 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco.

- **96:** 2,1 m de lutitas arenosas rojas, con huellas de raíces.

- **97:** 1,5 m de arcosas ocre, de grano grueso. Base erosiva y superficies internas de erosión. Presentan cantos dispersos de cuarcita. A base presentan dos *sets* de estratificación cruzada planar. A techo, presentan varios *sets* de estratificación cruzada de surco.

- **98:** 2,5 m de lutitas arenosas rojas, con huellas de raíces y niveles de areniscas rojas de grano fino.

- **99:** 1,1 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Base erosiva. Cantos dispersos de cuarcita entre 1 y 3 cm. Estratificación cruzada planar.

- **100:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita entre 1 y 3 cm. Estratificación cruzada planar.

- **101:** 0,9 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Algunos cantos dispersos de cuarcita.

- **102:** 1,4 m de lutitas arenosas rojas, con huellas de raíces.

- **103:** 0,7 m de conglomerados ocre de cantos de cuarcita. Base erosiva. Estratificación cruzada planar dividida en varios *sets* de unos 15 cm. Paleocorrientes: N62°E.

- **104:** 0,75 m de arcosas ocre, de grano grueso-medio. Laminación paralela difusa.

- **105:** 0,4 m de conglomerados ocre de cantos de cuarcita. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en dos *sets* de 20 cm. Paleocorrientes: N65°E.

- **106:** 3,4 m de una alternancia de lutitas rojas arenosas y niveles de arcosas, granocrecientes, de grano fino a medio. El último nivel arenoso presenta base cóncava.

- **107:** 0,6 m de conglomerados ocre, de cantos de cuarcita. Base erosiva. Laminación paralela.

- **108:** 4,0 m de una alternancia de lutitas rojas y arcosas

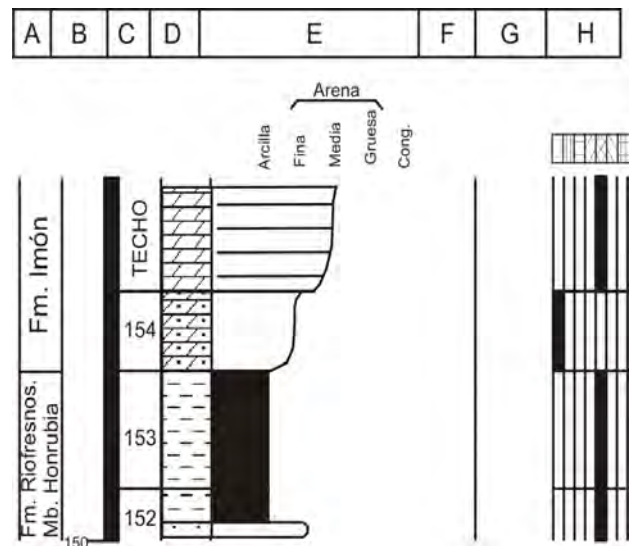


Fig. A1.-6g. Continuación C. de Arroyo Río fresnos.

naranjas, de grano fino, poco cementadas. Muestras: RF-11.

- **109:** 1,8 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.

- **110:** 0,85 m de conglomerados ocre, de cuarcita. Base erosiva.

- **111:** 1,9 m semicubierto. Arcosas lutíticas naranjas, de grano fino, poco cementadas. A techo pasan a lutitas arenosas, con un nivel carbonático. Muestras: RF-12.

- **112:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **113:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Escasos cantos dispersos de dolomías rosas, de grano fino. Estratificación cruzada planar.

- **114:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio. Cantos dispersos de dolomías rosas, de grano fino. Estratificación cruzada planar.

- **115:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base erosiva. Abundantes cantos dispersos de dolomías rosas, de grano fino. Estratificación cruzada planar. Muestras: RF-13.

- **116:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino, con laminación paralela difusa.

- **117:** 4,0 m semicubierto. Lutitas arenosas rojas.

- **118:** 0,97 m de cuarzoarenitas rosas, de grano fino, con niveles de dolomías rosas, de grano fino. Muestras: RF-14.

- **119:** 0,45 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita. Base muy erosiva sobre el tramo anterior. Estratificación cruzada planar.

- **120:** 0,48 m de conglomerados arenosas de cuarzo y cuarcita. La matriz es arcósica, ocre, de grano muy grueso. Presentan estratificación cruzada planar.
- **121:** 0,55 m de conglomerados de cantos de cuarcita. Estratificación cruzada planar.
- **122:** 0,3 m de dolomías rosas de grano fino.
- **123:** 0,5 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita. Base erosiva. Laminación paralela.
- **124:** 0,4 m de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcita. Laminación paralela.
- **125:** 1,0 m de arcosas ocre, de grano fino, tableadas.
- **126:** 0,7 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita. La matriz arcósica de grano grueso. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 15 cm.
- **127:** 0,5 m de arcosas ocre, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 7 cm.
- **128:** 1,1 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita. La matriz es arcósica, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar.
- **129:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- **130:** 4,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso a medio. Se divide en tres bancos de base erosiva con un lag de cantos de cuarcita. Estratificación cruzada planar en los dos primeros bancos y de surco en el banco de techo.
- **131:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- **132:** 1,5 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Base erosiva.
- **133:** 0,4 m de lutitas arenosas rojas.
- **134:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Base erosiva. Estratificación cruzada planar.
- **135:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- **136:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano medio.
- **137:** 0,3 m de lutitas arenosas rojas.
- **138:** 2,0 m de arcosas naranjas, de grano medio, con intercalaciones de dolomías rosas.
- **139:** 1,3 m de arcosas naranjas, de grano grueso, poco cementadas. Base erosiva.
- **140:** 1,1 m de conglomerados de cantos de cuarcita.
- **141:** 1,5 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.
- **142:** 1,0 m cubierto.
- **143:** 0,8 m de conglomerados de cantos de cuarcita.
- **144:** 1,0 m de una secuencia granocreciente de arcosas blancas, de grano medio, a conglomerados arenosos, a techo. Estratificación cruzada planar difusa.
- **145:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas.
- **146:** 1,0 m cubierto.
- **147:** 3,0 m de lutitas grises con un nivel de cuarzoarenitas amarillas, de grano fino a techo.
- **148:** 0,8 m de lutitas grises. Muestras: RF-POLEN-I.
- **149:** 0,7 m de lutitas grises compactas con un enrejado de lutitas rojas. Muestras: RF-POLEN-II.
- **150:** 0,6 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, tableadas.
- **151:** 0,5 m lutitas grises con un enrejado de lutitas rojas. Muestras: RF-POLEN-III.
- **152:** 2,5 m de lutitas arenosas ocre, con niveles de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, tableadas. Costras silíceas con cuarzos bipiramidales a techo.
- **153:** 1,5 m de lutitas ocre.
- **154:** 1,0 m de brechas dolomíticas rojas.
- **Techo:** Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

4. COLUMNA CERRO LUCAS

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa a los pies del cerro del mismo nombre en la entrada desde la autovía de Burgos a la carretera a Villalvilla de Montejo.

Espesor total: 50 m.

Dirección y buzamiento: N50°E/18°SE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 443525,98

Y: 4591354,57

Techo: X: 443634,04

Y: 4591270,72

- **Base:** Lutitas rojas.

- **1:** 4,5 m de arcosas, rosas a base y rojas a techo, granodecrecientes, de grano grueso a fino. A base, hay estratificación cruzada planar con cantos dispersos de cuarcita. En la zona media del tramo, donde el grano es de tamaño medio, hay estratificación cruzada planar tendida, dividida en varios *sets* centimétricos. A techo, las areniscas presentan grano fino, con estratificación cruzada de surco en *sets* de 15 cm. Paleocorrientes: N70°E y N58°E.

- **2:** 1,0 m de lutitas rojas.

- **3:** 12,0 m semicubierto. Alternancia de lutitas rojas y niveles de arcosas de grano fino, más abundantes a techo del tramo.

- **4:** 2,15 m de arcosas rojas, granodecreciente, de grano grueso a medio, poco cementadas. Presentan laminación paralela a base y estratificación cruzada de surco a techo; donde también se pueden encontrar cantos de cuarcita dispersos.

- **5:** 1,0 m de lutitas rojas arenosas.

- **6:** 3,5 m de arcosas blanquecinas, en dos niveles granodecrecientes. El primer nivel es de grano grueso a medio, con laminación paralela y cantos blandos. El segundo tramo pasa de conglomerados a arcosas de grano medio, con estratificación cruzada planar a base y de surco a techo.

- **7:** 1,5 m de lutitas rojas, con niveles y nódulos carbonáticos.

- **8:** 1,7 m de arcosas rojas, de grano medio a grueso. El tramo se divide en tres niveles con bases erosivas. El inferior presenta estratificación cruzada planar y cantos blandos. Los otros dos presentan laminación paralela.

- **9:** 2,0 m de lutitas rojas, con niveles y nódulos carbonáticos. Muestras: CL-POLEN-I.

- **10:** 0,95 m de arcosas ocreas, de grano medio. Cantos blandos. Laminación paralela.

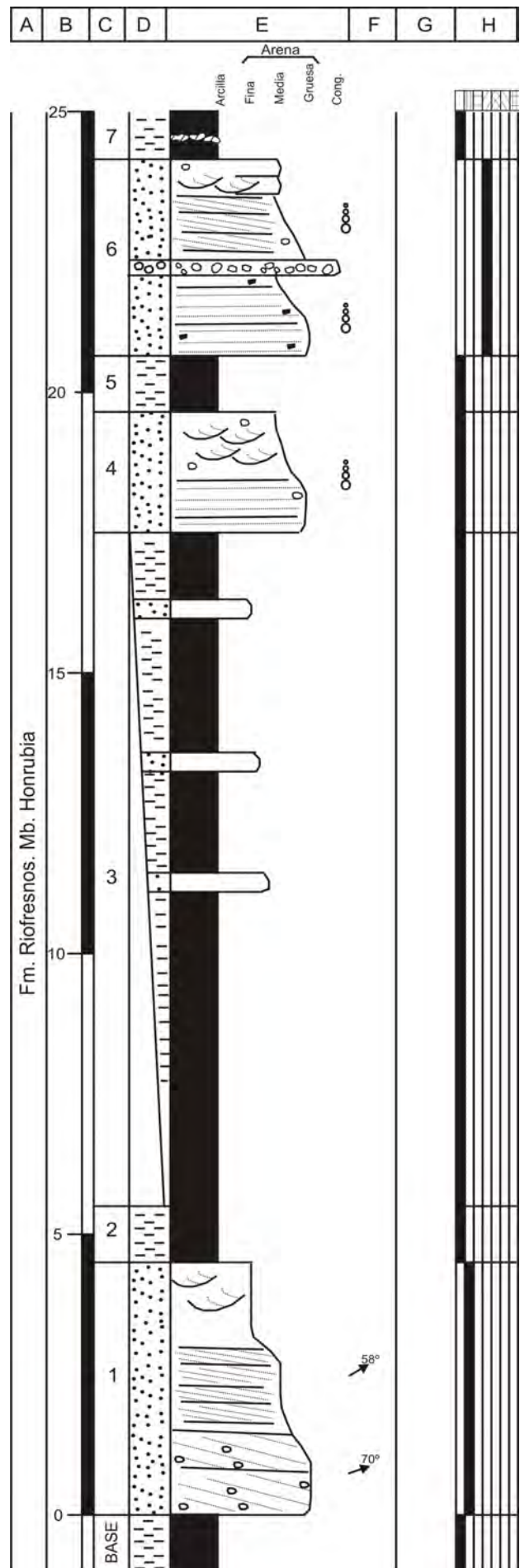


Fig. A1.-7a. Columna de Cerro Lucas.

- **11:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano grueso. A base presentan un lag de cantos. Presenta estratificación cruzada planar, que se divide en varios *sets* de unos 20 cm, con abundantes cantos de cuarcita dispuestos. Paleocorrientes: N10°E

- **12:** 1,5 m de arcosas rojas, de grano medio, muy oquerosas. Estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 25 cm.

- **13:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio. Base muy irregular. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N10°E.

- **14:** 1,0 m de lutitas rojas con huellas de raíces.

- **15:** 0,3 m de arcosas naranjas, de grano fino.

- **16:** 1,2 m de lutitas rojas, con huellas de raíces. Muestras: CL-POLEN-II.

- **17:** 3,0 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. En la base hay laminación paralela, con cantos de cuarcita dispersos de no más de 2 cm. Presentan una superficie erosiva a mitad de tramo con un lag de cantos de cuarcita. A techo, presentan estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 15 cm.

- **18:** 2,5 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.

- **19:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano medio. El tramo se divide en varios niveles tableados.

- **20:** 1,0 m lutitas rojas, con bioturbación.

- **21:** 5,6 m de arcosas rojas, que se dividen en dos niveles. En el primero, las areniscas son de grano medio, presentan cantos blandos y laminación paralela. El segundo nivel es granodecreciente, de conglomerados a areniscas, de grano fino. Los conglomerados tienen estratificación cruzada planar. Las areniscas presentan estratificación cruzada planar a base y de surco a techo.

- **Techo:** Lutitas rojas.

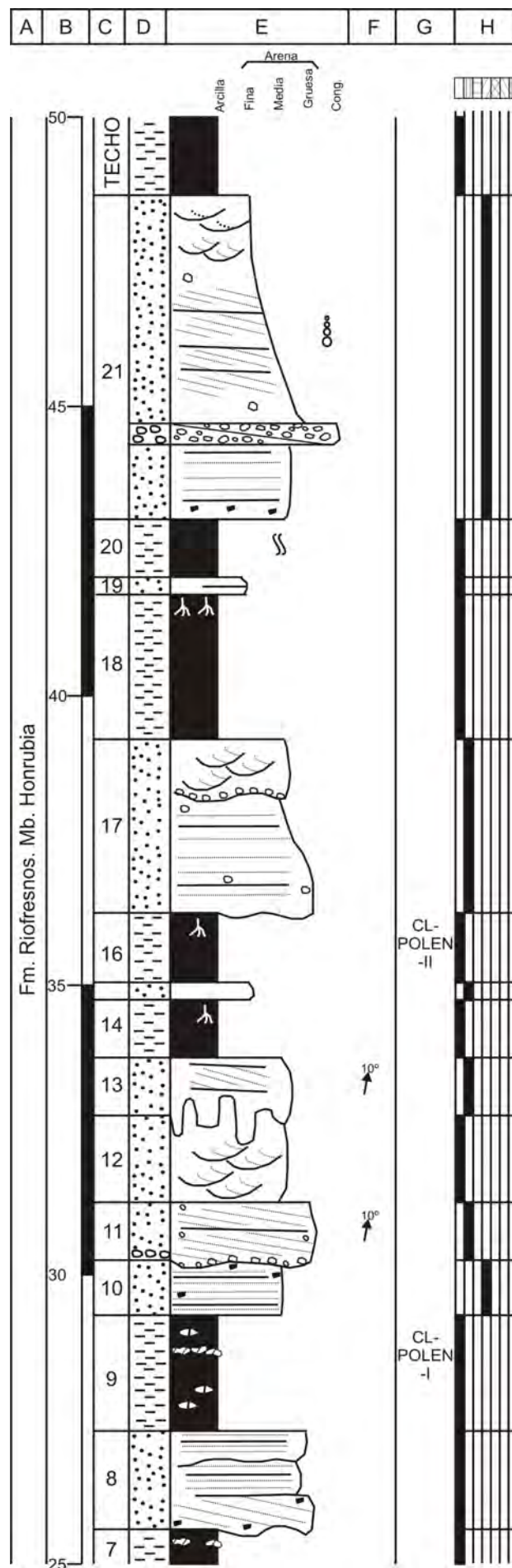


Fig. A1.-7b. Continuación C. de Cerro Lucas.

5. COLUMNA DE PRADALES

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa 10 m al E del pueblo de Pradales en una marcada vaguada.

Espesor total: 90 m.

Dirección y buzamiento: N60°E/15°S

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 441289,73

Y: 4589446,9

Techo: X: 441049,23

Y: 4588983,07

- **Base:** Arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas
- **1:** 2,0 m de lutitas rojas arenosas, con huellas de raíces.
- **2:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino, localmente lutíticas. El tramo se encuentra cementado por carbonato. Muestras: PR-22.
- **3:** 2,0 m de lutitas arenosas rojas, con huellas de raíces. Costras de carbonato en la parte superior del tramo.
- **4:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano medio a fino, muy cementadas. Presentan laminación paralela difusa. Muestras: PR-23.
- **5:** 0,45 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **6:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano medio a fino, muy cementadas. Presentan laminación paralela. Muestras: PR-24.
- **7:** 0,6 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **8:** 0,45 m de arcosas rojas, de grano medio a fino, muy cementadas.
- **9:** 0,5 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **10:** 0,15 m de arcosas rojas, de grano fino, muy cementadas.
- **11:** 2,0 m de lutitas rojas, con huellas de raíces. Muestras: PR-POLEN-I.
- **12:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino, muy cementadas.
- **13:** 0,4 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **14:** 0,1 m de arcosas rojas, de grano fino a medio, muy cementadas.
- **15:** 0,4 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **16:** 0,85 m de arcosas, de grano medio a grueso, con cemento carbonático. A base tiene un lag de cantos de

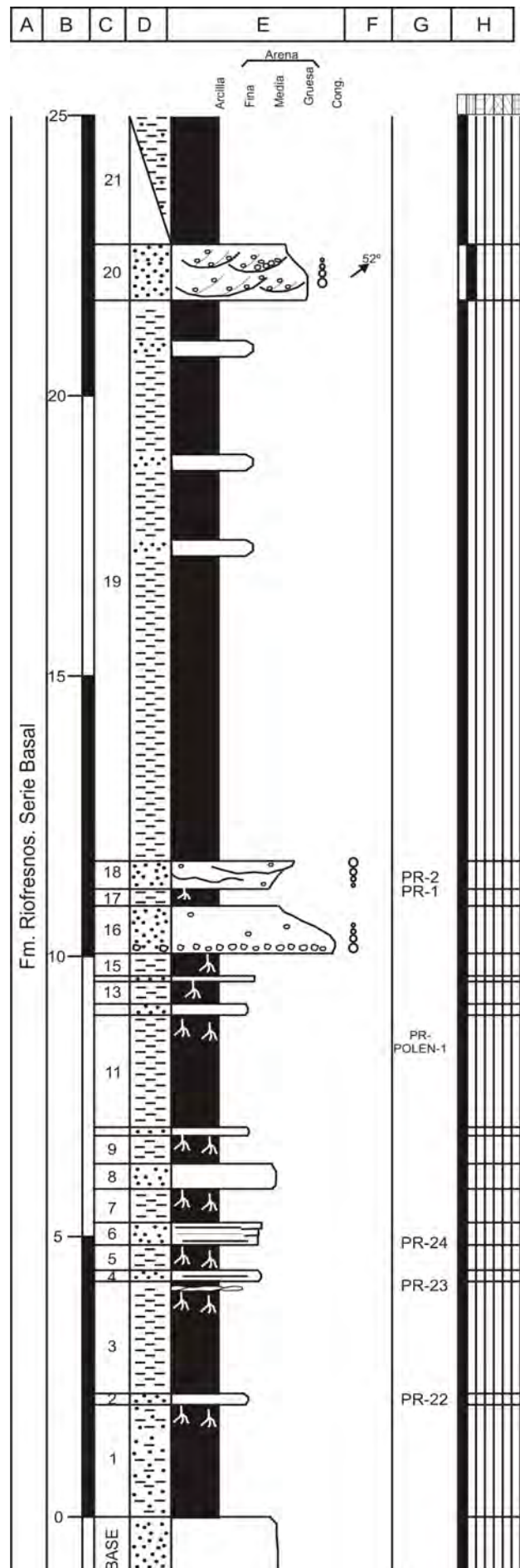


Fig. A1.-8a. Columna de Pradales.

cuarcita. Cantos dispersos de cuarcita.

- **17:** 0,3 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.

- **18:** 0,5 m de arcosas naranjas, granocrecientes, de grano fino a medio, con cemento carbonático. Presentan cantos dispersos de cuarcita y superficies internas erosivas. Muestras: PR-1 y PR-2.

- **19:** 10,0 m de lutitas rojas arenosas, con niveles centimétricos de arcosas ocre, de grano fino.

- **20:** 1,0 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano grueso a medio, poco cementadas. Presentan un lag de cantos de cuarcita a la base de los *sets* de la estratificación cruzada de surco. A techo del tramo, presentan una acumulación de cantos de cuarcita, con base cóncava y techo plano. Paleocorrientes: N52°E

- **21:** 4,0 m de lutitas rojas arenosas, poco visibles.

- **22:** 5,1 m de arcosas, rosas a base y rojas a techo, granodecrecientes, de grano grueso a fino. Es un tramo compuesto que presenta: A base dos *sets* de 40 cm de estratificación cruzada planar con cantos de cuarcita. En la zona media del tramo, donde el grano es de tamaño medio, hay varios *sets* de 12 cm de estratificación cruzada planar de bajo ángulo. A techo, las areniscas de grano fino presentan estratificación cruzada de surco, diferenciándose dos *cosets*. El primero con *sets* de 18 cm. y el segundo de 10 cm. Paleocorrientes: N56°E, N60°E, N72°E, N76°E, N26°E. Muestras: PR-3, PR-4, PR-5 Y PR-6.

- **23:** 2,0 m de lutitas rojas arenosas.

- **24:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio a fino, poco cementadas.

- **25:** 1,0 m de lutitas rojas arenosas.

- **26:** 0,9 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. El tramo se divide en niveles centimétricos.

- **27:** 1,1 m de lutitas rojas arenosas.

- **28:** 0,15 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas.

- **29:** 1.6 m de lutitas rojas arenosas.

- **30:** 2,1 m de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano medio a fino, poco cementadas. Presentan *cosets* decimétricos de laminación paralela a base, estratificación cruzada planar en la zona media y de surco a techo.

- **31:** 1,1 m de lutitas rojas arenosas.

- **32:** 3,85 m de arcosas blanquecinas, con dos niveles granodecrecientes. El primero de grano grueso a medio. El tramo presenta laminación paralela a base y *sets* de 10 cm. de estratificación cruzada planar a techo. Cantos de

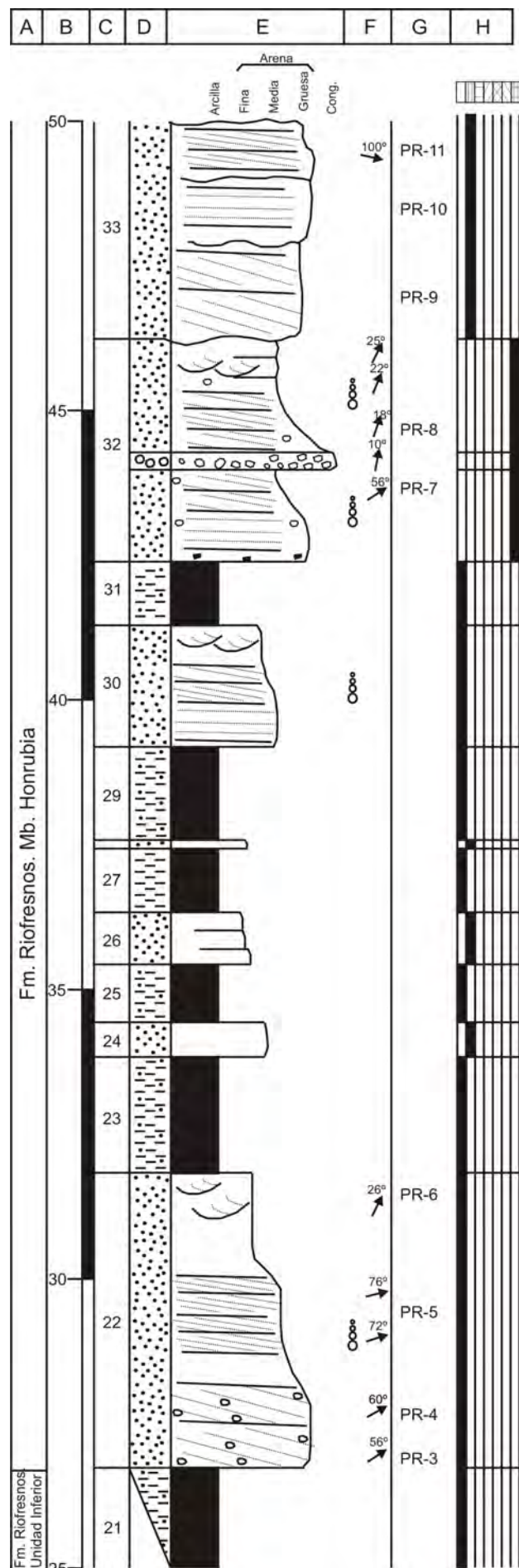


Fig. A1.-8b. Continuación C. de Pradales.

cuarcita y blandos dispersos. El segundo tramo evoluciona de conglomerados a areniscas de grano medio. Este tramo presenta *cosets* decimétricos de estratificación cruzada planar a base y de surco a techo. Cantos dispersos de cuarcita. Paleocorrientes: N56°E, N10°E, N18°E, N22°E y N25°E. Muestras: PR-7 y PR-8.

- **33**: 4,5 m de arcosas naranjas, de grano medio. Presentan varias superficies erosivas que dividen el tramo en cuatro niveles. El primero presenta un set de estratificación cruzada planar. El segundo laminación paralela. El tercero dos *sets* de unos 20 cm de estratificación cruzada planar. El cuarto presenta varios *sets* de unos 15 cm de estratificación cruzada de surco con cantos dispersos de cuarcita. Paleocorrientes: N100°E. Muestras: PR-9, PR-10 y PR-11.

- **34**: 1,2 m de arcosas rojas, de grano medio, muy oquerosas. Presentan cantos dispersos de cuarcita de no más de 4 cm. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 20 cm. Muestras: PR-12a) y PR-12b).

- **35**: 3,7 m de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano grueso a medio, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar a base. Una superficie erosiva a mitad de tramo. A techo dos *cosets* de unos 50 cm de estratificación cruzada planar y de surco. Sobre la cicatriz hay un lag de cantos de cuarcita. Cantos dispersos por todo el tramo. Paleocorrientes; N46°E, N47°E, N70°E, N110°E, N130°E y N140°E. Muestras: PR-13.

- **36**: 0,95 m de lutitas rojas algo arenosas, con huellas de raíces. Costra dolomítica a techo.

- **37**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio, lutíticas a techo. Presentan base cóncava y techo plano. Cantos blandos a base.

- **38**: 2,75 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano medio a fino. Los primeros 25 cm son conglomerados clastosoportados. En las areniscas se suceden las siguientes estructuras: un set de unos 40 cm de laminación paralela; un *cosets* de casi 1 m de estratificación cruzada planar; Por último, a techo, varios *sets* decimétricos de estratificación cruzada de surco. Tiene cantos dispersos de cuarcita de no más de 2 cm en la zona media del tramo. Muestras PR-14, PR-15, PR-16 y PR-17.

- **39**: 1,6 m de lutitas rojas, algo arenosas hacia techo del tramo.

- **40**: 0,6 m de arcosas rojas, granocrecientes, de grano fino a medio. Presentan base cóncava. Cantos blandos y cantos de cuarcita dispersos.

- **41**: 1,5 m de lutitas rojas, con costras dolomíticas.

- **42**: 1,0 m de conglomerados arenosos de cuarcita. Las areniscas son arcósicas, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

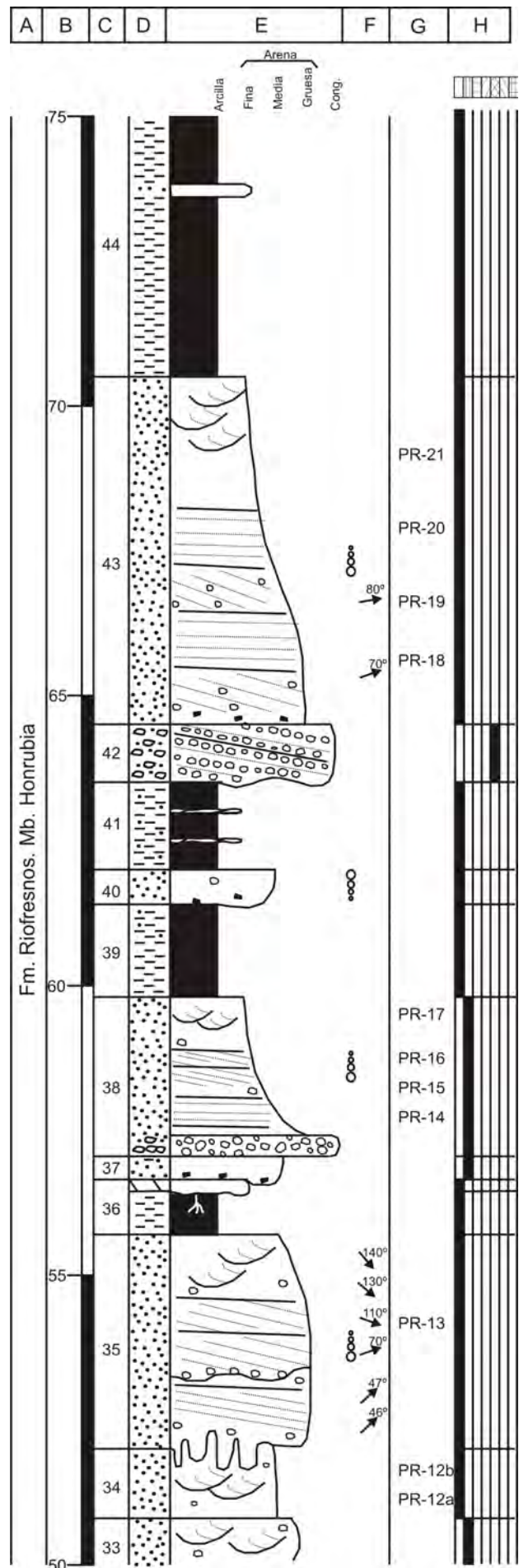


Fig. A1.-8c. Continuación C. de Pradales.

- **43:** 6,0 m de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano grueso a fino. A base presentan cantos blandos. Cantos de cuarcita dispersos de no más de 2 cm. La organización interna es una alternancia de *cosets* decimétricos de laminación paralela y estratificación cruzada planar, en la base y la parte media del tramo. A techo, presentan *sets* centimétricos de estratificación cruzada de surco. Paleocorrientes: N70°E y N80°E. Muestras: PR-18, PR-19, PR-20 y PR-21.

- **44:** 8,0 m de lutitas rojas, muy compactas, con varios niveles de areniscas blancas, de grano muy fino, a techo. Costras carbonáticas a techo. Muestra: PR-POLEN-II.

- **45:** 0,2 m de arcosas blancas, de grano fino, con cemento dolomítico. Abundante bioturbación.

- **46:** 3,0 m de lutitas rojas, con huellas de raíces y bioturbación. Muestras: PR-POLEN-III.

- **47:** 0,8 m de arcosas blancas, de grano fino. Base ondulada. Cuerpos con acreción lateral.

- **48:** 0,3 m de lutitas rojas, con huellas de raíces y bioturbación.

- **49:** 0,9 m de arcosas blancas, de grano fino. Base ondulada. Cantos blandos. Cuerpos con acreción lateral.

- **50:** 2,0 m de lutitas rojas.

- **51:** 1,1 m de conglomerados de cuarcita, localmente algo arenosos, de grano grueso de cuarzo y feldespato. Estratificación cruzada planar muy tendida en un set de casi 1 m. Paleocorrientes: N60°E, N70°E, N100°E, N110°E y N120°E.

- **52:** 2,0 m de arcosas naranjas, granodecreciente, de grano medio a fino. Presentan superficies erosivas internas. *Sets* de unos 15 cm de estratificación cruzada planar en la zona media del tramo. A techo, *sets* de unos 10 cm de estratificación cruzada de surco. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 6 cm, más abundantes a techo del tramo.

- **Techo:** Semicubierto. Lutitas rojas.

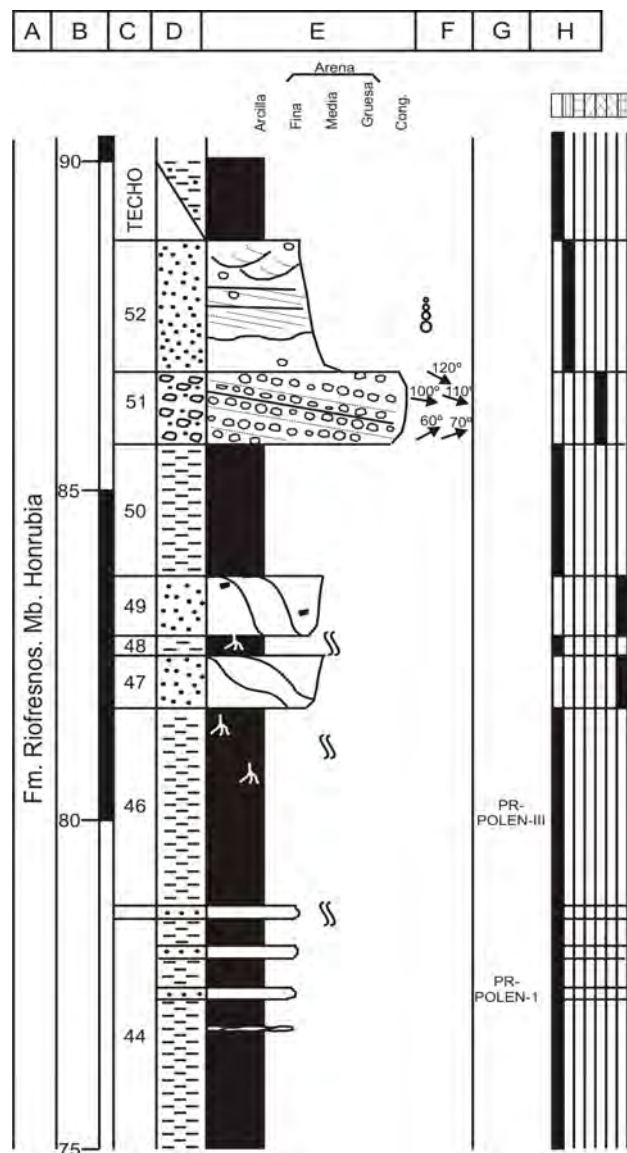


Fig. A1.-8d. Continuación C. de Pradales.

6. COLUMNA DE LAS CARRETERA A PRADALES

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se localiza a 150 m del pueblo de Pradales, junto a una pronunciada curva en la carretera, en una pequeña ladera.

Espesor total: 37 m.

Dirección y buzamiento: N70°E/20NW

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 441392,03

Y: 4589511,35

Techo: X: 441398,01

Y: 4589436,52

- **Base:** Lutitas rojas arenosas. Nódulos carbonáticos.
- **1:** 0,15 m de arcosas rosas, de grano medio-fino, muy cementadas. Presentan estratificación cruzada planar.
- **2:** 3,3 m de lutitas rojas con intercalaciones centimétricas, irregulares, de cuarzoarenitas de grano fino. Nódulos irregulares de carbonato, tanto dispersos como en niveles. Huellas de raíces a techo. Muestras: CN-1.
- **3:** 1,2 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Cantos dispersos de no más de 3 cm. Presentan *sets* de unos 12 cm de estratificación cruzada planar. Paleocorriente: N40°E.
- **4:** 0,75 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Laminación paralela difusa en la base. A techo estratificación cruzada de surco.
- **5:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano grueso, muy cementadas. Escasos cantos dispersos. A techo presentan una costra carbonática irregular.
- **6:** 4,1 m de lutitas rojas, con niveles grises de costras carbonáticas.
- **7:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Base cóncava y techo plano. Presentan un lag de cantos de cuarcita a base. Laminación paralela. Paleocorrientes: N60°E.
- **8:** 3,5 m de lutitas rojas, algo más arenosas hacia techo.
- **9:** 0,35 m de conglomerados de cuarcita y feldespato, cementados por carbonato. Base erosiva.
- **10:** 1,5 m de arcosas naranjas, granodecreciente, de grano medio a grueso, poco cementadas. Presentan laminación paralela a lo largo de todo el tramo.
- **11:** 1,1 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio-fino, poco cementadas. Estratificación cruzada planar en dos *sets* de unos 15 cm, a base del tramo.
- **12:** 5,0 m de lutitas rojas con niveles de nódulos

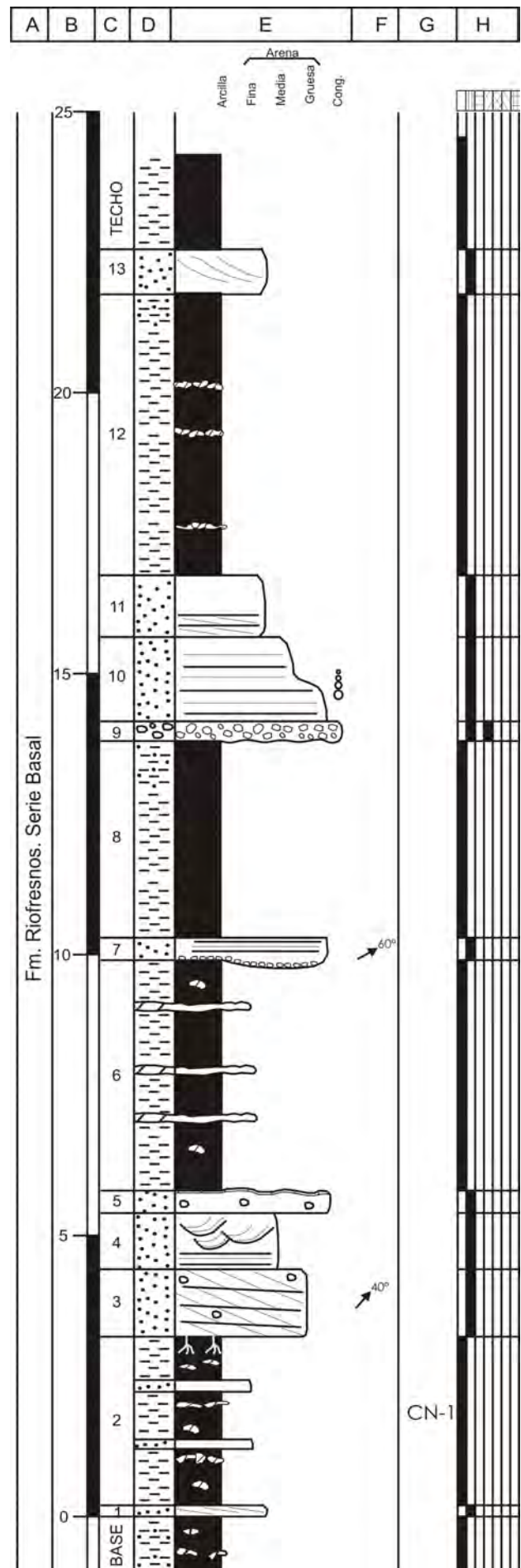


Fig. A1.-9. Columna Carretera a Pradales.

carbonáticos irregulares. A techo son arenosas.

- **13:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano medio a fino. La base se encuentra muy cementada por carbonato. Presentan un *sets* de estratificación cruzada planar de unos 70cm.

- **Techo:** Lutitas rojas.

7. COLUMNA DE LAS CASETAS

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se localiza a 200 m al N del pueblo de Pradales en un cruce de caminos rurales con dos casetas para guardar aperos.

Espesor total: 37 m.

Dirección y buzamiento: N70°E/20NW

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 441648,57

Y: 4589868,96

Techo: X: 441592,44

Y: 4589906,96

- **Base:** Semicubierto. Lutitas rojas arenosas.
- **1:** 6,5 m de lutitas rojas, algo arenosas a techo. Se intercalan dos niveles de costras carbonáticas con lutitas grises. Muestras: CASETA-POLEN-I.
- **2:** 0,3 m de lutitas grises arenosas, con gran contenido en carbonato.
- **3:** 0,8 m de arcosas blancas, de grano medio a fino, muy carbonáticas. Presentan algún canto de cuarcita disperso. El tramo se divide en tres bancos de tamaño decimétrico, granodecrecientes. Muestras: CS-1.
- **4:** 0,9 m de lutitas rojas.
- **5:** 0,1 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas.
- **6:** 0,5 m de lutitas rojas algo arenosas.
- **7:** 2,8 m de arcosas rojas, con granoselección positiva, de grano grueso a medio, poco cementadas. En la base presentan laminación paralela y sobre esta, varios *sets*, de unos 15 cm, de estratificación cruzada planar. A techo presentan una superficie erosiva con un lag de cantos. Con cuerpos de acreción lateral. Cantos dispersos de cuarcita. Muestras: CS-2, CS-3 y CS-4.
- **8:** 0,4 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
- **9:** 0,15 m de arcosas rosas, de grano medio-fino, muy cementadas. Presentan estratificación cruzada planar.
- **10:** 3,3 m de lutitas rojas con intercalaciones centimétricas, irregulares, de cuarzoarenitas de grano fino. Nódulos irregulares de carbonato, tanto dispersos como en niveles. Muestras: CS-5.
- **11:** 1,35 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Cantos dispersos de no más de 3 cm. Presentan *sets* de unos 12 cm de estratificación cruzada planar. Paleocorriente: N40°E.
- **12:** 0,75 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Estratificación cruzada planar difusa.

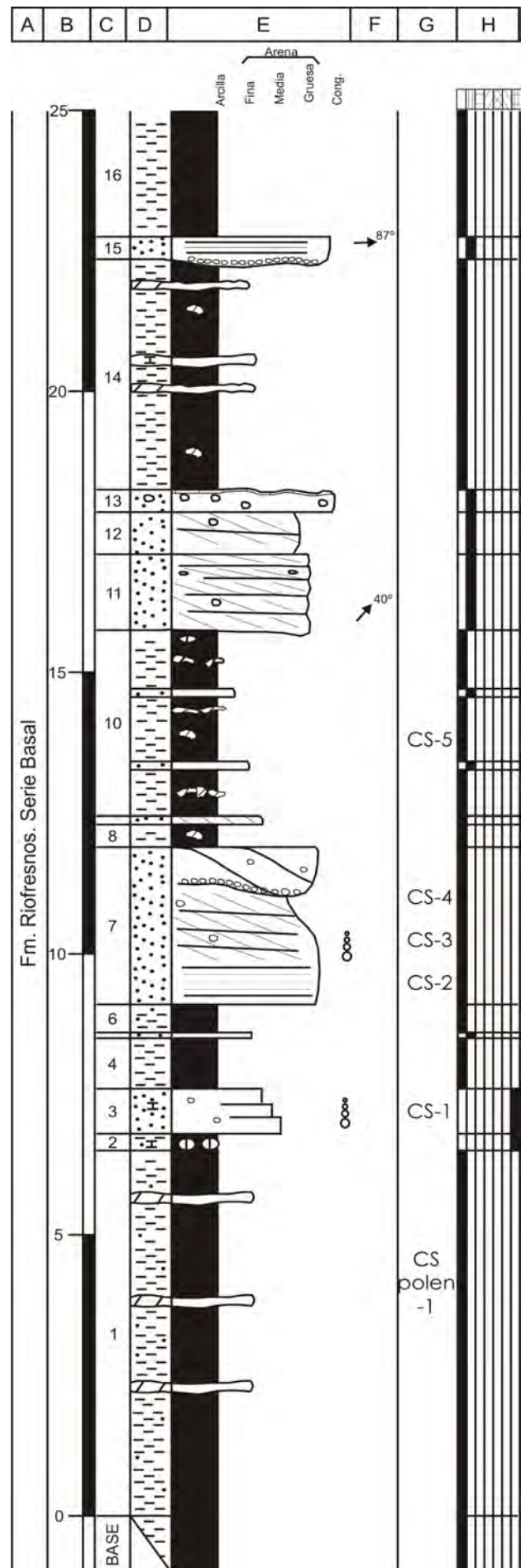


Fig. A1.-10a. Columna de las Casetas.

- **13:** 0,4 m de microconglomerados muy cementados de cuarzo y feldespato. A techo presentan una costra carbonática irregular.
- **14:** 4,1 m de lutitas rojas, con niveles grises de costras carbonáticas.
- **15:** 0,4 m de microconglomerado de cuarzo y feldespato. Base cóncava y techo plano. Presentan un lag de cantos de cuarcita a base. Laminación paralela. Paleocorrientes: N87°E.
- **16:** 3,5 m de lutitas rojas, algo más arenosas hacia techo.
- **17:** 0,35 m de conglomerados de cuarcita y feldespato, cementados por carbonato. Base erosiva.
- **18:** 1,5 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano medio a grueso, poco cementadas. Presentan laminación paralela a lo largo de todo el tramo.
- **19:** 1,1 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio-fino, poco cementadas. Estratificación cruzada planar en dos *sets* de unos 11 cm, a base del tramo. Muestras: CS-6.
- **20:** 5,0 m de lutitas rojas con niveles de nódulos carbonáticos irregulares. A techo, pasa a ser arcosas lutíticas.
- **21:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano medio a fino. La base se encuentra muy cementada por carbonato. Presentan un *sets* de estratificación cruzada planar de unos 70cm.
- **Techo:** Lutitas rojas.

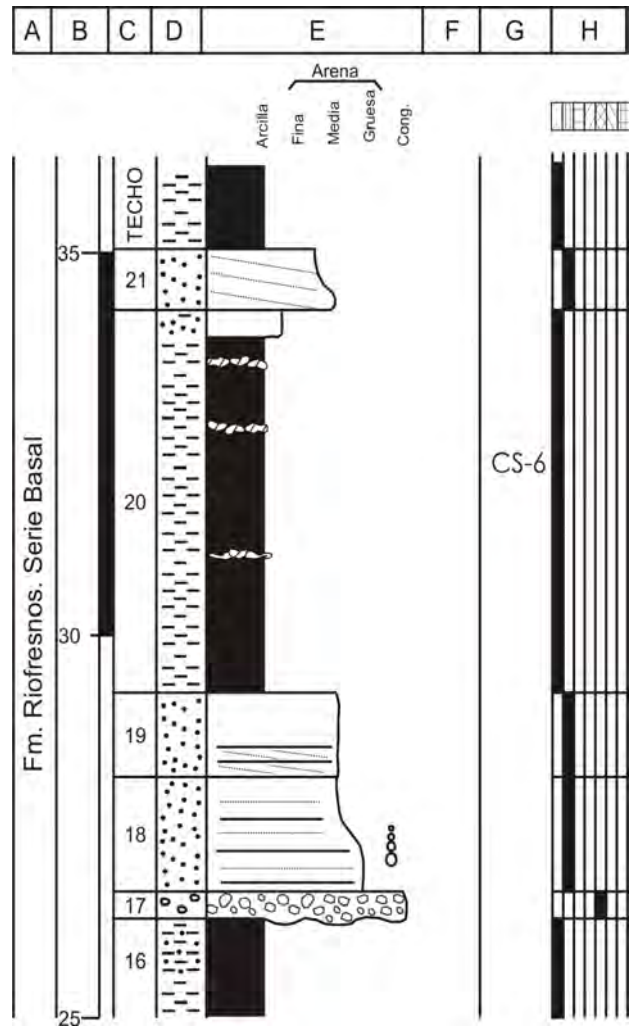


Fig. A1.-10b. Continuación C. de las Casetas.

8. COLUMNA DE PEÑA CUERVO (LAS ANTENAS)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en la ladera de la Sierra de Pradales bajo el pico Peña Cuervo, que presenta varias antenas.

Espesor total: 115 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/15°S

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 439522,60

Y: 4590715,32

Techo: X: 439285,85

Y: 4590188,92

- **Base:** Lutitas rojas con niveles de arcasas naranjas, de grano fino.

- **1:** 0,85 m de arcasas blancas, de grano medio, poco cementadas. Laminación paralela. Muestras: ANT-1.

- **2:** 3,0 m de arcasas rojas, granodecrecientes, de grano medio a fino, poco cementadas. Escasos cantos dispersos de cuarcita de hasta 1 cm. Estratificación cruzada de surco, a techo, en varios sets centimétricos. Muestras: ANT-2 y ANT-3.

- **3:** 4,0 m cubiertos.

- **4:** 0,5 m de lutitas rojas arenosas.

- **5:** 2,6 m de arcasas rosadas, de grano medio-grueso, poco cementadas. Presentan un lag de cantos de cuarcita a base. Cantos dispersos de cuarcita de no más de 2 cm. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N32°E, N50°E y N82°E. Muestras: ANT-4.

- **6:** 2,5 m semicubierto. Alternancia de lutitas rojas de y arcasas, de grano medio y fino, poco cementadas.

- **7:** 3,5 m de arcasas rojas, granodecrecientes, de grano medio a fino, poco cementadas. Laminación paralela a base y estratificación cruzada de surco a techo, en varios sets de unos 15 cm. Cantos dispersos de cuarcita a techo. Paleocorrientes: N58°E y N62°E. Muestras: ANT-5.

- **8:** 1,3 m de lutitas rojas con niveles de cuarzoarenitas rojas, de grano fino, poco cementadas.

- **9:** 0,65 m de arcasas rojas, de grano medio, poco cementadas. Base erosiva. Laminación paralela difusa. Muestras: ANT-6 y ANT-7.

- **10:** 4,1 m de lutitas rojas con niveles de cuarzoarenitas rojas, de grano fino y medio, poco cementadas. Los niveles de areniscas presentan estratificación cruzada de surco.

- **11:** 0,6 m de arcasas rojas, de grano medio, poco cementadas. Base erosiva. Laminación paralela difusa. Muestras: ANT-8.

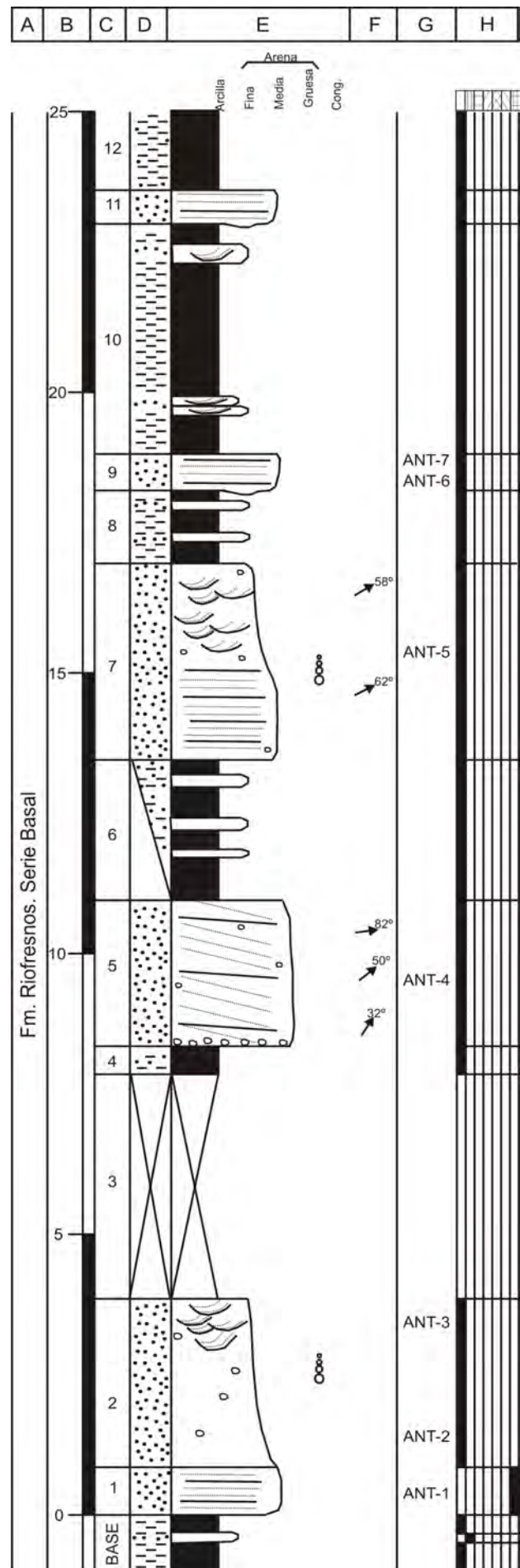


Fig. A1.-11a. Columna Peña Cuervo (Las antenas).

- **12:** 3,5 m de lutitas rojas arenosas.

- **13:** 2,0 m de arcosas blancas, de grano medio, cementadas, oquerosas. Estratificación cruzada de surco difusa, en varios *sets* centimétricos, a techo del tramo. Muestras: ANT-9.

- **14:** 1,0 m de arcosas rosadas, de grano medio-grueso. Cantos de cuarcita dispuestos según la estratificación cruzada planar difusa. Paleocorrientes: N120°E. Muestras: ANT-10.

- **15:** 0,8 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es arcósica, naranja, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N90°E. Muestras: ANT-11.

- **16:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.

- **17:** 3,5 m de lutitas rojas. Bioturbación y huellas de raíces. Muestras: ANT-12.

- **18:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano fino. Bioturbación y un nivel dolomítico, de grano fino, con huellas de raíces. Muestras: ANT-13, ANT-14 y ANT-15.

- **19:** 1,5 m de lutitas rojas. Bioturbación y huellas de raíces. Muestras: ANT-16.

- **20:** 4,8 m de arcosas ocre, granodecrecientes, de grano medio a fino, poco cementadas. Estratificación cruzada planar. A techo, una costra carbonática de dos centímetros de aspecto ondulado, *ripples*. Muestras: ANT-17 y ANT-18.

- **21:** 4,0 m semicubierto. Alternancia de lutitas rojas de y arcosas, de grano medio y fino, poco cementadas.

- **22:** 1,1 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano medio a fino, cementadas. Cantos dispersos de cuarcita de 1 cm. Muestras: ANT-19.

- **23:** 7,8 m de lutitas rojas con niveles de cuarzoarenitas rojas, de grano fino y medio, poco cementadas. En las areniscas hay estratificación cruzada de surco.

- **24:** 0,6 m de conglomerados arenosos de cuarcita y feldespato. Las areniscas son arcósicas, ocre, de grano grueso. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada planar difusa. Muestras: ANT-20.

- **25:** 5,5 m de lutitas rojas con niveles de cuarzoarenitas rojas, de grano fino y medio, poco cementadas. Estratificación cruzada planar y de surco. Muestras: ANT-21.

- **26:** 1,4 m de conglomerados, arenosos a techo, de cuarcita y feldespato. A techo presenta areniscas arcósicas, ocre, de grano grueso. Presentan base erosiva. Estratificación

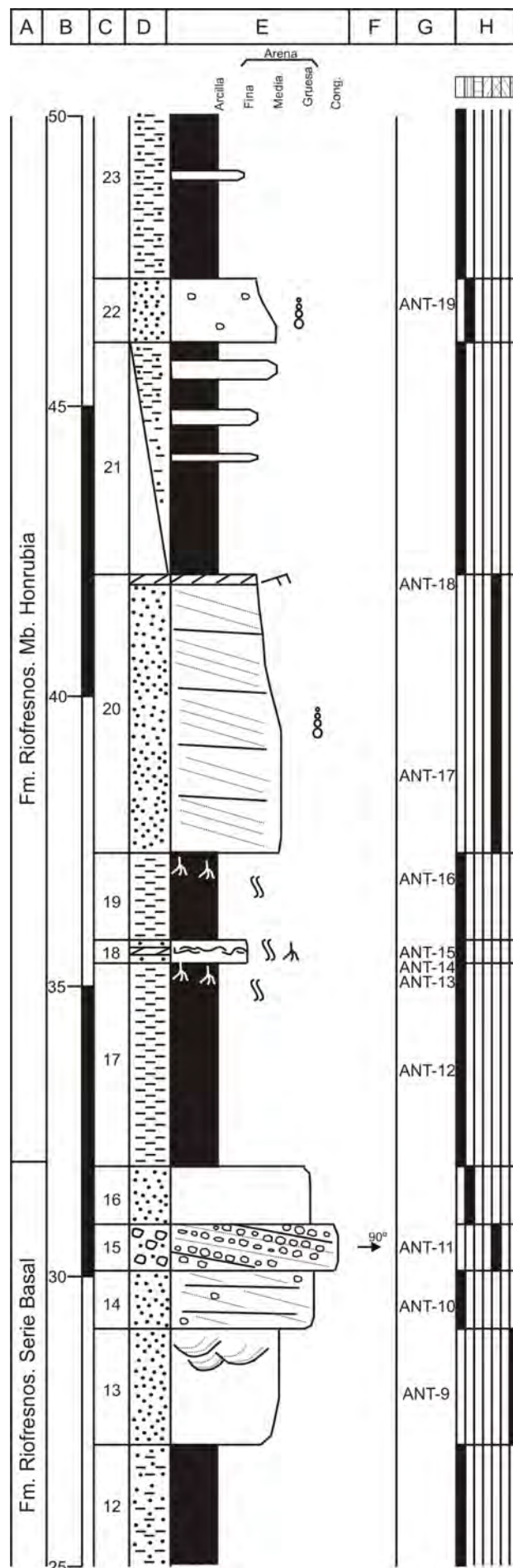


Fig. A1.-11b. Continuación C. Peña Cuervo.

cruzada planar difusa. Paleocorrientes: N40°E, N50°E, N70°E y N80°E. Muestras: ANT-22.

- **27**: 0,4 m de conglomerados de cuarcita, con base erosiva.

- **28**: 0,4 m de arcosas rojas, de grano grueso. Base erosiva. Laminación paralela difusa.

- **29**: 0,4 m de arcosas rojas, de grano medio. Cantos blandos rojos.

- **30**: 1,4 m de arcosas ocre, de grano medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar tendida a techo.

- **31**: 1,5 m de una secuencia granodecreciente desde conglomerados arenosos de cuarcita, en la base a arcosas ocre, de grano grueso, a techo. Base erosiva. Las areniscas presentan cantos dispersos de cuarcita y estratificación cruzada planar muy tendida. Muestras: ANT-23 y ANT-24.

- **32**: 1,5 m de una secuencia granodecreciente desde conglomerados arenosos de cuarcita, en la base a arcosas ocre, de grano grueso, a techo. Base erosiva. Las areniscas presentan cantos dispersos de cuarcita, laminación paralela con una costra carbonatada a techo. Muestras: ANT-25.

- **33**: 3,1 m de arcosas blancas, granodecrecientes, de grano grueso a medio. Cantos de cuarcita dispersos de hasta 1,5 cm. Presentan estratificación cruzada planar en *sets* de unos 20 cm, a base. Y cuatro *sets* de estratificación cruzada de surco a techo. Muestras: ANT-26 y ANT-27.

- **34**: 3,5 m semicubierto. Alternancia de lutitas rojas de y arcosas, de grano medio y fino, poco cementadas.

- **35**: 1,0 m de arcosas rosas, de grano medio. Estratificación cruzada de surco.

- **36**: 2,5 m Semicubierto. Alternancia de lutitas rojas de y arcosas, de grano medio y fino, poco cementadas.

- **37**: 1,5 m de arcosas rosas, de grano medio. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **38**: 1,4 m semicubierto. Arcosas rosas, de grano fino. Paleocorrientes: N50°E y N60°E.

- **39**: 1,0 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es de arcosas amarillas. Estratificación cruzada planar.

- **40**: 1,3 m de arcosas ocre, de grano grueso. Base erosiva. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 2 cm siguiendo la laminación paralela.

- **41**: 1,0 m de arcosas rojas, granodecrecientes, de grano medio a fino, tableadas. Cantos de cuarzo dispersos. Estratificación cruzada de surco.

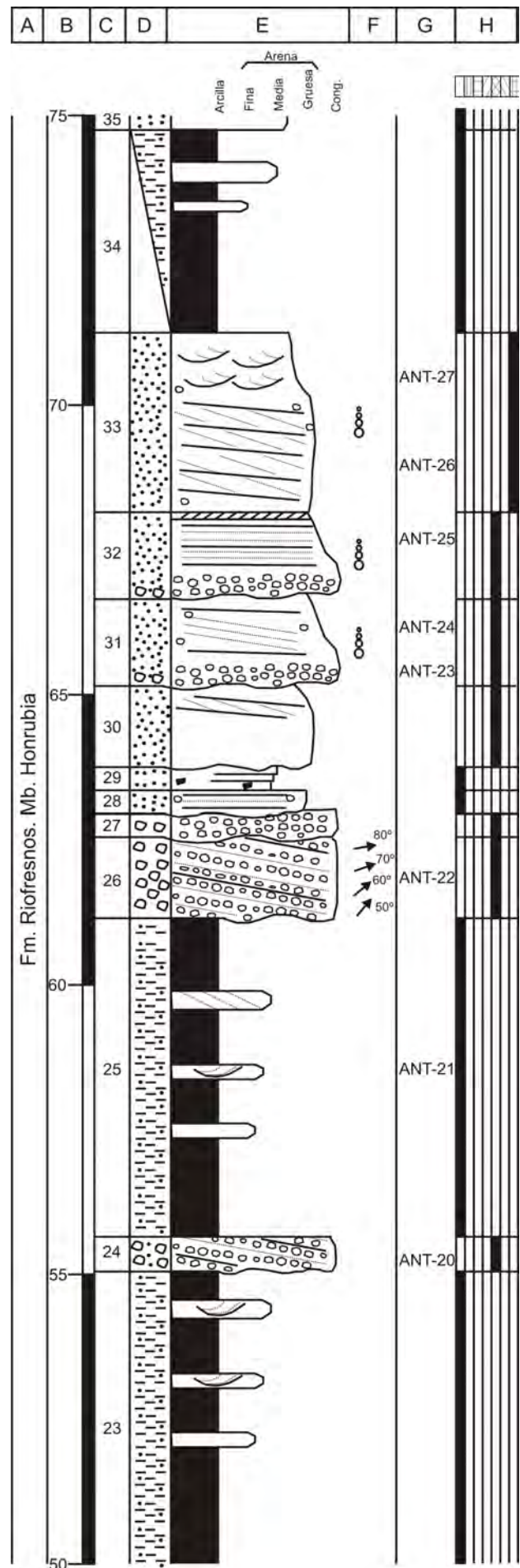


Fig. A1.-11c. Continuación C. Peña Cuervo.

- **42:** 4,0 m de arcosas ocre, de grano medio. Estratificación cruzada planar dividida en *sets* de unos 25 cm. Paleocorrientes: N40°E y N52°E.

- **43:** 0,7 m de lutitas rojas.

- **44:** 1,8 m de arcosas ocre, de grano medio-fino. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **45:** 2,0 m semicubierto. Alternancia de lutitas rojas de y arcosas, de grano medio y fino, poco cementadas.

- **46:** 1,5 m de arcosas rojas, de grano fino. Abundantes cantos de cuarcita de hasta 2 cm. Muestras: ANT-28.

- **47:** 4,0 m de lutitas rojas arenosas.

- **48:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano fino. Estratificación cruzada planar. Muestras: ANT-29.

- **49:** 7,0 m semicubierto. Lutitas grises y rojas con tres niveles de cuarzoarenitas blancas, de grano fino. Muestras: ANT-30.

- **50:** 1,0 m de lutitas grises con una costra silícea con cuarzos bipiramidales a techo.

- **51:** 6,0 m cubierto.

- **Techo:** Dolomías ocre, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

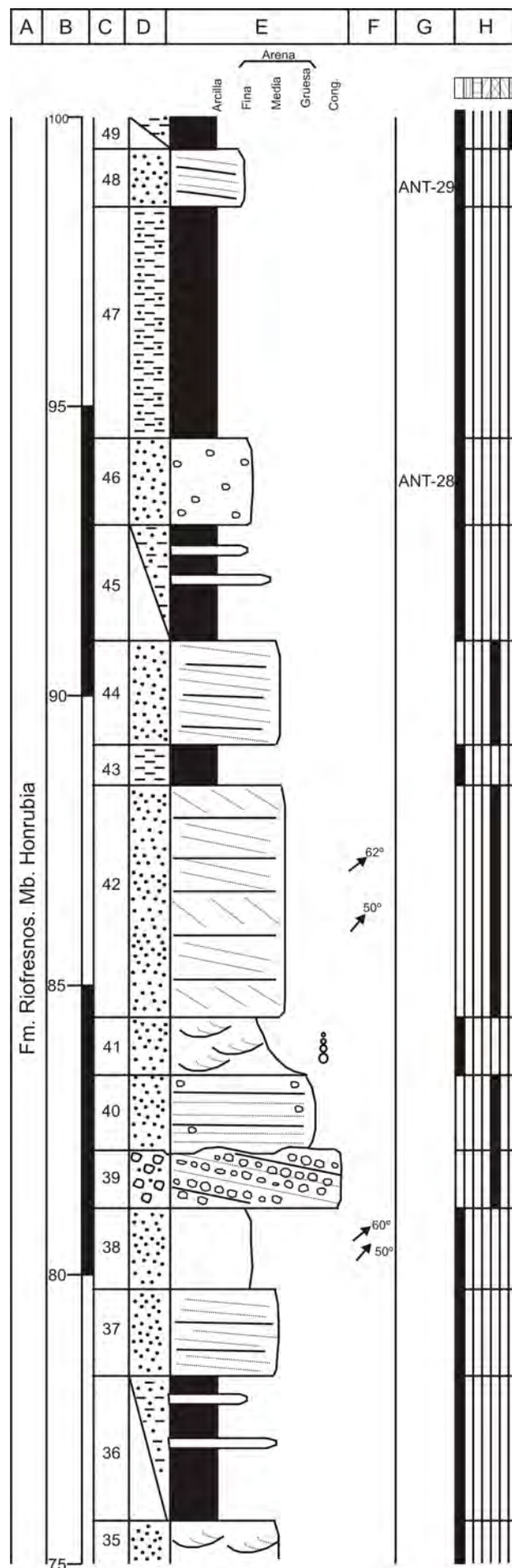


Fig. A1.-11d. Continuación C. Peña Cuervo.

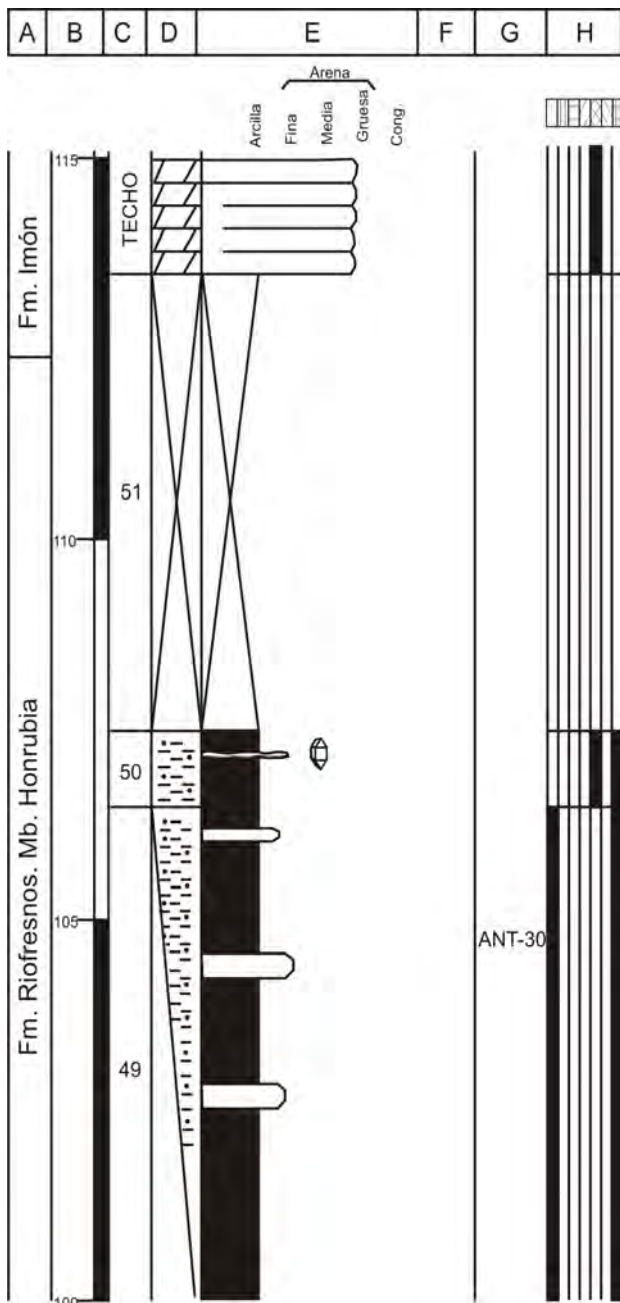


Fig. A1.-11e. Continuación C. Peña Cuervo.

9. COLUMNA DE ALDEANUEVA (A)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: A 1 Km. al E del pueblo de Aldeanueva de la Serrezuela, en un pequeño barranco situado en una finca de recuperación forestal.

Espesor total: 10 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/20°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 435652,32

Y: 4590452,05

Techo: X: 435753,89

Y: 4590610,55

- **Base:** Semicubierto. Lutitas y areniscas rojas. Las areniscas son arcosas, de grano medio-fino.

- **1:** 1,80 m de conglomerados arenosos de cuarcita, muy cementados. La matriz es de arcosas, de grano medio-grueso. Presentan estratificación cruzada planar muy tendida. Niveles separados por superficies internas erosivas, compuestos por areniscas rojas, de grano medio, con base plana y techo cóncavo. Estratificación cruzada planar.

- **2:** 1,90 m de arcosas rojas, de grano medio a grueso, cementadas por cemento silíceo. Presentan estratificación cruzada planar dividida en varios *sets* de unos 20 cm. Paleocorrientes: N50°E y N65°E.

- **3:** 2,8 m de arcosas rojo vino, de grano fino. Presentan estratificación cruzada de surco. Cantos blandos marrones.

- **4:** 2,9 m de conglomerados arenosos de cuarcita. La matriz es de arcosas rojas, de grano grueso. Los cantos de cuarcita pueden llegar a tener hasta 4 cm. Presentan estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N50°E.

- **5:** 0,5 m de lutitas rojas arenosas.

- **Techo:** Depósitos coluviales terciarios.

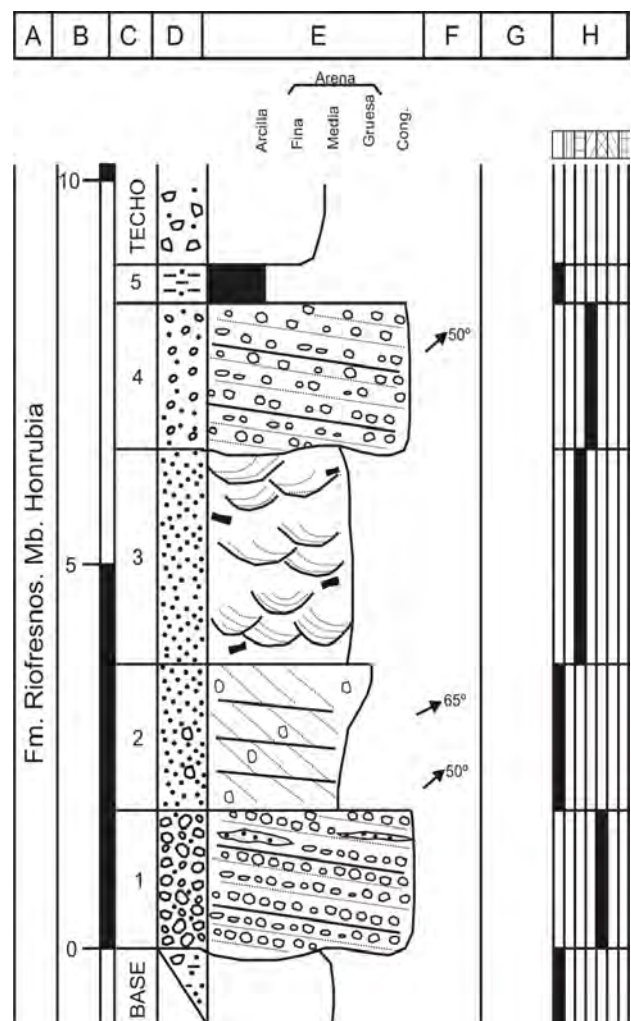


Fig. A1.-12. Columna Aldeanueva (A).

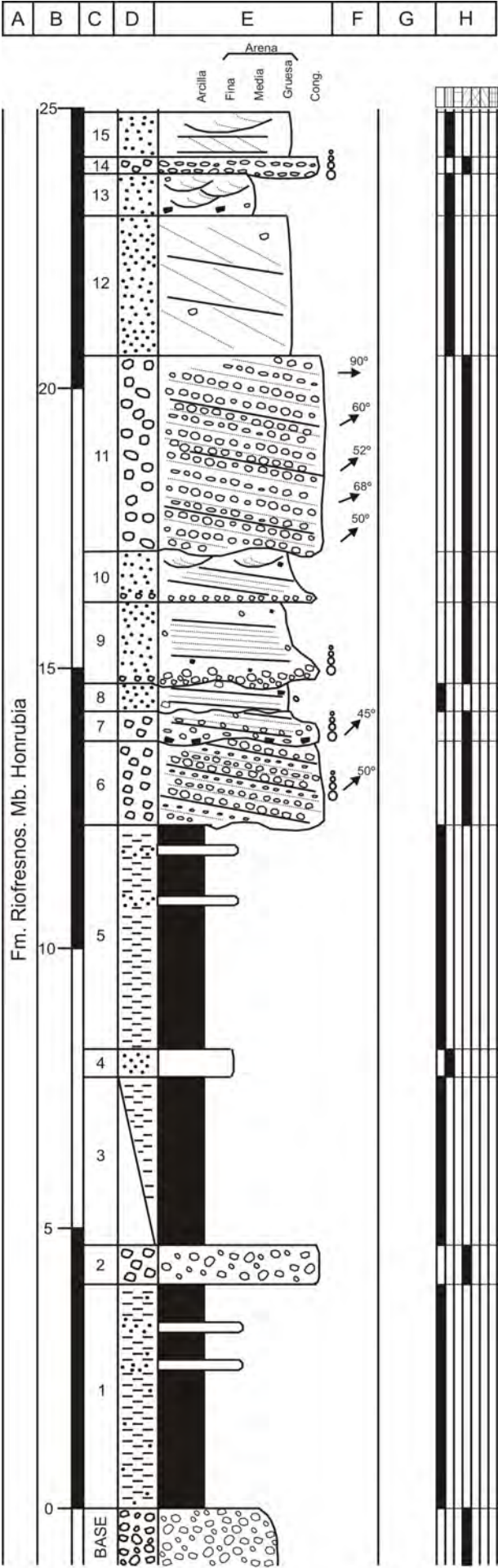


Fig. A1.-13a. Columna Aldeanueva (B).

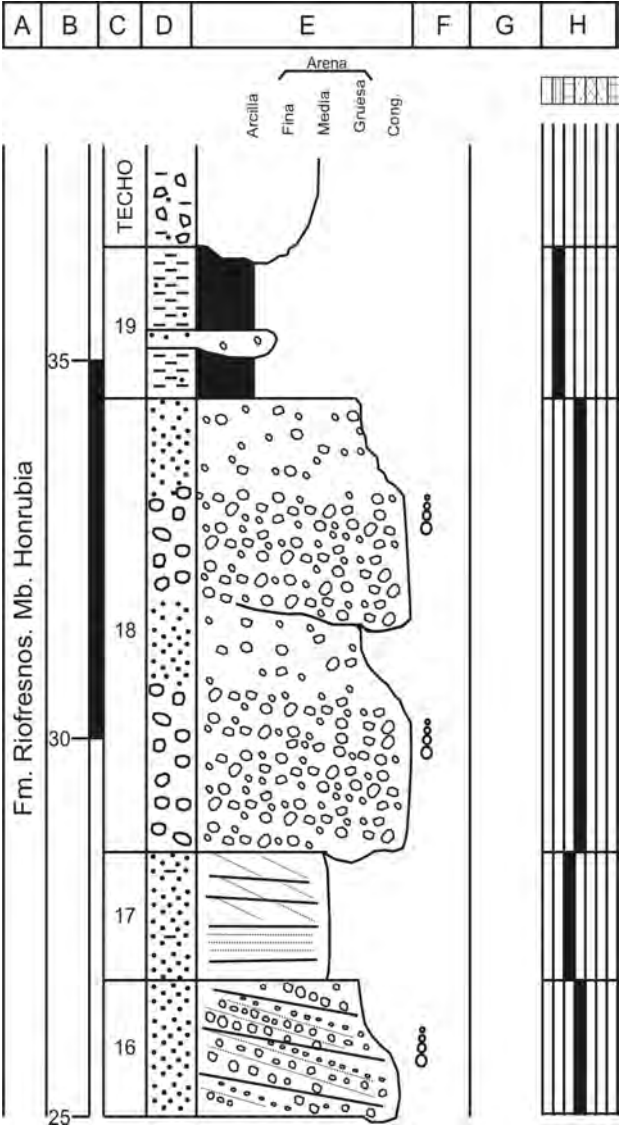


Fig. A1.-13b. Continuación C. Aldeanueva (B).

10. COLUMNA DE ALDEANUEVA (B)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: A 200 m del pueblo de Aldeanueva de la Serrezuela en el margen derecho del arroyo Serrezuela.

Espesor total: 38 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/20°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 434925,02

Y: 4590782,15

Techo: X: 435022,60

Y: 4590827,31

- **Base:** Conglomerados rojos con cantos de cuarcita y esquisto centimétricos.

- **1:** 4,0 m de lutitas rojas algo arenosas, con intercalaciones de niveles de cuarzoarenitas rojas, de grano fino.

- **2:** 0,7 m de conglomerados arenosos, de cantos de cuarcita de no más de 3 cm.

- **3:** 3,0 m semicubierto. Lutitas arenosas rojas.

- **4:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano fino.

- **5:** 4,0 m de lutitas arenosas rojas, con niveles de menos de 10 cm de arcosas rojas, de grano fino.

- **6:** 1,5 m de conglomerados rojos, con cantos centimétricos de cuarcitas y esquistos. Presentan escasa matriz arenosa de grano grueso de cuarzo y feldespato y cemento carbonático. Tienen granoselección positiva. Estratificación cruzada planar difusa a lo largo del tramo. La base es erosiva. Paleocorrientes: N50°E.

- **7:** 0,53 m de conglomerados de cantos centimétricos de cuarcita y pizarra, con un centil de 12 cm. Base erosiva. En la base hay cantos blandos dispersos. Hacia techo hay granoselección positiva a arcosas de grano medio-fino, con cantos dispersos de cuarcita. Presenta estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N45°E.

- **8:** 0,5 m de cuarcitas rojas, de grano medio-grueso. Base erosiva. Presentan cantos dispersos de cuarzo, pizarra y escasos cantos blandos. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.

- **9:** 1,5 m de una secuencia granodecreciente. Los 30 primeros cm son conglomerados arenosos de cuarcita de hasta 4 cm, que pasan a arcosas ocre, de grano grueso, cementadas por carbonato. En las areniscas hay cantos dispersos de cuarcita y cantos blandos. Aparecen pequeños nódulos milimétricos de Fe. Presentan estratificación cruzada planar muy tendida. Base erosiva.

- **10:** 0,9 m de arcosas, de grano grueso, cementadas por carbonato. La base (15 cm) está formada por un nivel de cantos de cuarcita de hasta 5 cm. Hacia el techo presenta

cantos dispersos de cuarzo y cantos blandos. Estratificación cruzada planar a base y de surco a techo.

- **11:** 3,5 m de conglomerados arenosos, ocre, de cantos de cuarcita. Las areniscas son cuarzoarenitas blancas, de grano grueso. Base erosiva. Presentan estratificación cruzada planar dividida en *sets* de unos 30 cm. Paleocorrientes: N50°E, N52°E, N60°E, N68°E y N90°E.

- **12:** 2,5 m de arcosas ocre, de grano grueso, muy cementadas por carbonato. Presentan cantos dispersos de cuarcita de tamaño centimétrico. Estratificación cruzada planar.

- **13:** 0,75 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino. Escasos cantos dispersos y cantos blandos. Presentan estratificación cruzada de surco.

- **14:** 0,3 m. Presentan granoselección positiva en dos niveles. Estos niveles están formados por microconglomerados a cuarzoarenitas, de grano muy grueso, con niveles arenoso-arcillosos.

- **15:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar en un *sets* de 50 cm. a base y estratificación cruzada de surco en un *sets* de 30 cm, a techo.

- **16:** 1,8 m de conglomerados de cuarcita, arenosos a techo. La matriz es de arcosas naranjas, de grano medio, con cemento carbonático. Base erosiva.

- **17:** 1,7 m de arcosas, color rojo vino, de grano medio, localmente lutíticas y con cemento carbonático. Presentan laminación paralela a base y estratificación cruzada planar hacia techo dividida en 3 *sets* de 20 cm.

- **18:** 6,0 m Dos secuencias granodecrecientes de conglomerados de cantos de cuarcita, de tamaños variados, a arcosas, de grano grueso, con abundantes cantos dispersos. Hacia techo aparecen unas zonas oquerosas con más arcilla y con una pátina carbonática rodeando los cantos.

- **19:** 2,0 m de lutitas y arcosas naranjas, con cantos dispersos.

- **Techo:** Terciario discordante.

11. COLUMNA DE LA CASA DE LA PRADERA (1)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa a 1 Km. al W del pueblo del Aldeanueva de la Serrezuela, por la carretera que va a Torreadrada, en una gran vaguada al N de dicha carretera.

Espesor total: 10 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/15°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 433763,16

Y: 4590351,64

Techo: X: 433764,52

Y: 4590374,71

- **Base:** Arcosas rojas de grano medio a fino. Abundantes cantos dispersos de cuarcita en varias láminas.

- **1:** 1,1 m de arcosas, de grano grueso. Se pueden dividir en dos niveles separados por una superficie erosiva. El primero es de tono verdoso. Abundantes cantos dispersos de cuarcita en varias láminas. El segundo nivel es rosa y el tamaño de grano más grueso, con cemento carbonático. Muestras: CP-1.

- **2:** 1,7 m de arcosas rojas. Se dividen en dos secuencias granodecrecientes, de grano medio a fino, separadas por una superficie de erosión. Cantos dispersos y estratificación cruzada de surco en varios *sets* decimétricos. Muestras: CP-2 y CP-3.

- **3:** 0,4 m. de arcosas verdosas, de grano grueso. Estratificación cruzada de surco. Muestras: CP-4.

- **4:** 0,4 m de conglomerados muy arenosos, de cantos de cuarcita, con cemento carbonático. Estratificación cruzada de surco.

- **5:** 0,4 m de conglomerados arenosos, de cuarcita y esquisto que, hacia techo pasa a arcosas de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar.

- **6:** 0,6 m de cuarzoarenitas ocreas, de grano grueso, que pasan a conglomerados arenosos a techo. Presentan cantos blandos de hasta 1 cm, y un lag de cantos a base. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N65°E.

- **7:** 0,6 m de arcosas de grano grueso, con muchos cantos dispersos de cuarcita. Presentan un lag de cantos de cuarcita y esquistos y cantos blandos en la base. Laminación paralela. Muestras: CP-5.

- **8:** 0,6 m de arcosas blancas, de grano medio, cementadas. Escasos cantos dispersos. Presentan laminación paralela difusa. Muestras: CP-6.

- **9:** 1,0 m de conglomerados arenosos, de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas. La matriz es de arcosas de grano grueso. Cantos blandos. Se divide en

tres *cosets* decimétricos de estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N50°E. Muestras: CP-7.

- **10:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano medio. Cantos dispersos de cuarcita y niveles de areniscas de grano fino. El tramo está cementado por carbonato. Presentan estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **11:** 2,6 m de arcosas naranja, de grano grueso, a microconglomerado de cuarzo y feldespatos, en bancos centimétricos. Presentan cantos blandos. Estratificación cruzada de surco.

- **Techo:** Coluvial terciario.

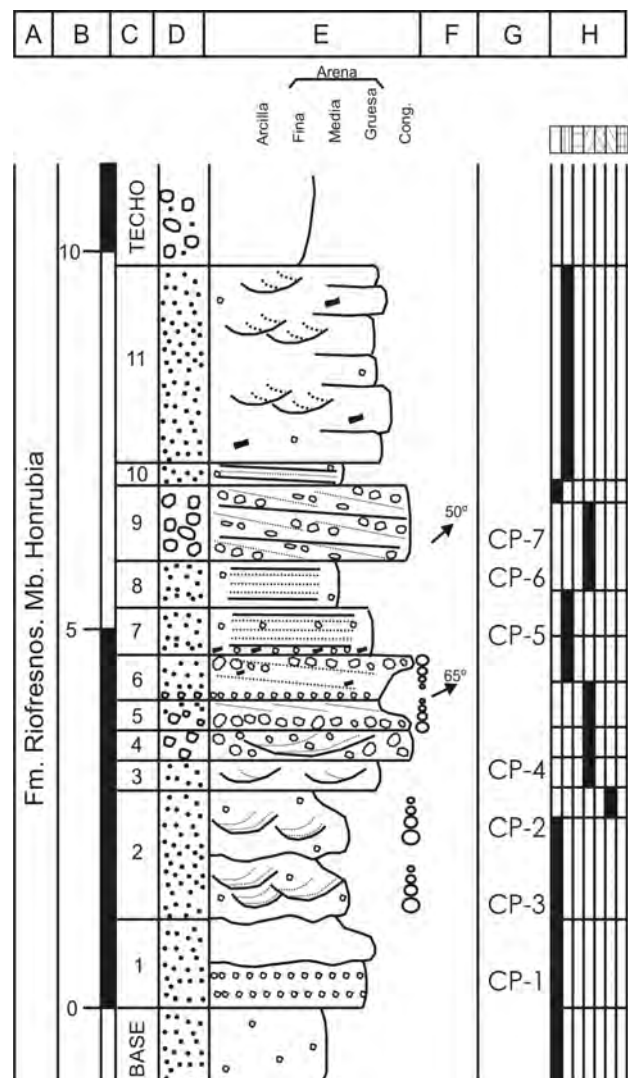


Fig. A1.-14. Columna Casa de la Pradera (1).

12. COLUMNA DE LA CASA DE LA PRADERA (2)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa a 1 Km al W del pueblo del Aldeanueva de la Serrezuela, por la carretera que va a Torreadrada, en una gran vaguada al N de dicha carretera.

Espesor total: 8 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/15°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 433714,19

Y: 4590354,35

Techo: X: 433714,19

Y: 4590361,14

- **Base:** Arcosas ocre, de grano medio. Laminación paralela difusa.

- **1:** 4,4 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino. Presentan cantos dispersos de cuarzo de varios cm. Cantos blandos. Estratificación cruzada de surco dividida en varios *sets* decimétricos. Paleocorrientes: N40°E.

- **2:** 1,8 m de arcosas blancas, de grano grueso. Estratificación cruzada de surco en *sets* decimétricos.

- **Techo:** 2,0 m de arcosas, de grano grueso, a microconglomerados de cuarzo y feldespato, con cemento carbonático. En las areniscas aparecen cantos dispersos de cuarcita. Presentan un lag de cantos a base. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 30 cm.

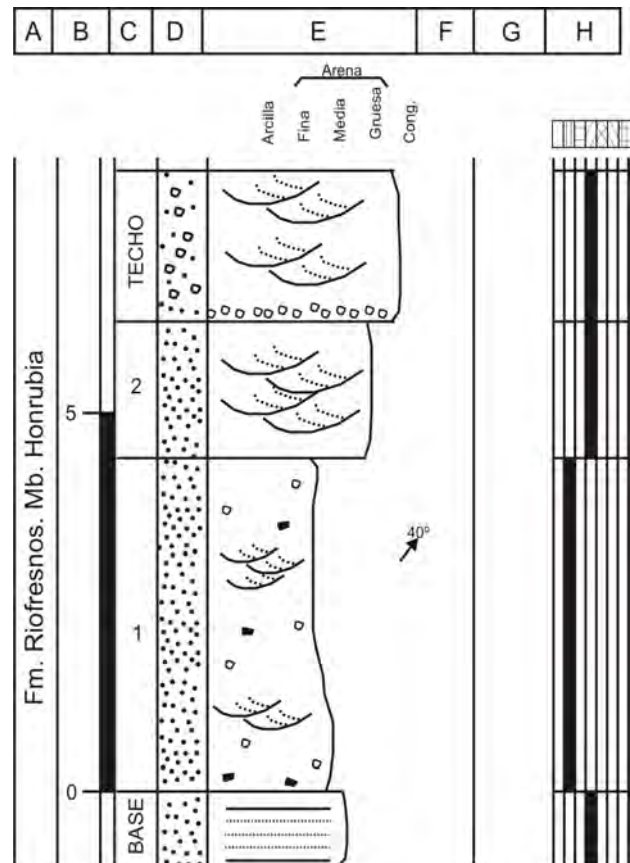


Fig. A1.-15. Columna Casa de la Pradera (2).

13. COLUMNA DE LA CASA DE LA PRADERA (3)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa a 1 Km. al W del pueblo del Aldeanueva de la Serrezuela, por la carretera que va a Torreadrada, en una gran vaguada al N de dicha carretera.

Espesor total: 4 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/15°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 433731,91

Y: 4590366,53

Techo: X: 433730,55

Y: 4590377,39

- **Base:** Conglomerados arenosos, de cuarcita. Las areniscas son arcosas ocre, de grano grueso.

- **1:** 1,1 m de arcosas ocre, granodecrecientes, desde grano medio, los primeros 15 cm, a microconglomerados, a techo. Presentan estratificación cruzada de surco, con granoselección positiva dentro de los *sets*.

- **2:** 0,9 m de arcosas ocre, de grano a medio-grueso, a base, y conglomerados de cuarzo, a techo. Presentan estratificación cruzada de surco en un único coset, que ocupa todo el tramo. Lag de cantos a base. Nódulos de Fe y cemento carbonático.

- **Techo:** 1,5 m de conglomerados arenosos, de cantos de cuarcita, entre 2 mm y 5 cm. Las areniscas son arcosas ocre, de grano grueso, con cemento carbonático. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo en *sets* de unos 30 cm. A techo presentan un *sets* de 20 cm de estratificación cruzada de surco.

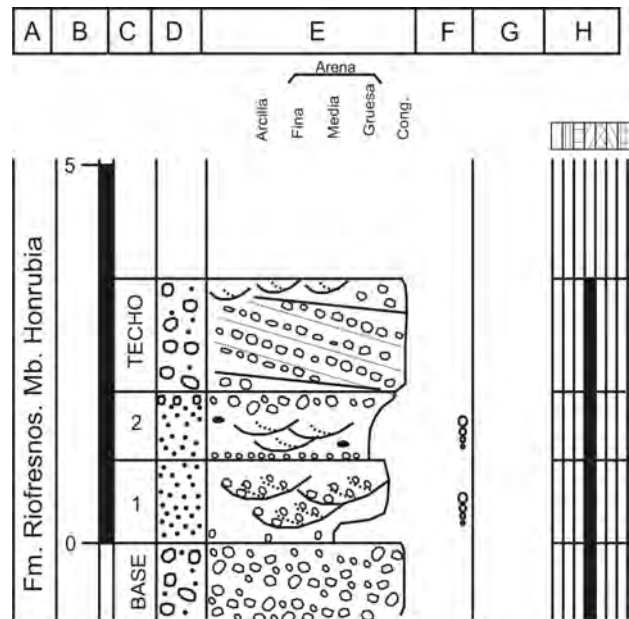


Fig. A1.-16. Columna Casa de la Pradera (3).

14. COLUMNA CRUZ DE CARAVACA (CARRETERA A NAVARES)

Hoja: 403 (Maderuelo) del Mapa Topográfico Nacional escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa 500 m al S del pueblo de Aldeanueva de la Serrezuela, a lo largo de la carretera que va al pueblo de Navares, bajo el pico Cruz de Caravaca.

Espesor total: 44 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/15°S

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 435242,95

Y: 4589495,69

Techo: X: 435188,59

Y: 4589205,58

- **Base:** Semicubierto. Lutitas arenosas con niveles, de hasta 20 cm, de arcosas naranjas, de grano fino.

- **1:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino, poco cementadas.

- **2:** 2,0 m semicubierto. Lutitas arenosas, con niveles, de hasta 30 cm, de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas.

- **3:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.

- **4:** 3,0 m semicubierto. Lutitas arenosas con niveles, de hasta 20 cm, de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas.

- **5:** 1,5 m de conglomerados de cantos de cuarcita, cuarzo y feldespato, subredondeados. El centil es de 12 cm y la media de 3 cm. Presentan granoselección positiva. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N90°E.

- **6:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Abundantes cantos dispersos de cuarcita de unos 3 cm, con un centil de 11 cm. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada planar en un set de 40 cm. A techo, estratificación cruzada de surco en sets de unos 25 cm.

- **7:** 1,5 m de arcosas rojas, de grano fino, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo, difusa.

- **8:** 1,5 m de arcosas naranjas, de grano fino-medio, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.

- **9:** 1,2 m de arcosas rojas, de grano medio. Cantos dispersos de cuarcita de 2 cm. Estratificación cruzada planar muy tendida. Base erosiva.

- **10:** 2,5 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Se dividen en 3 bancos con bases erosivas y un lag de cantos de cuarcita de hasta 1 cm. Muestras: CARNA-5.

- **11:** 2,5 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Cantos

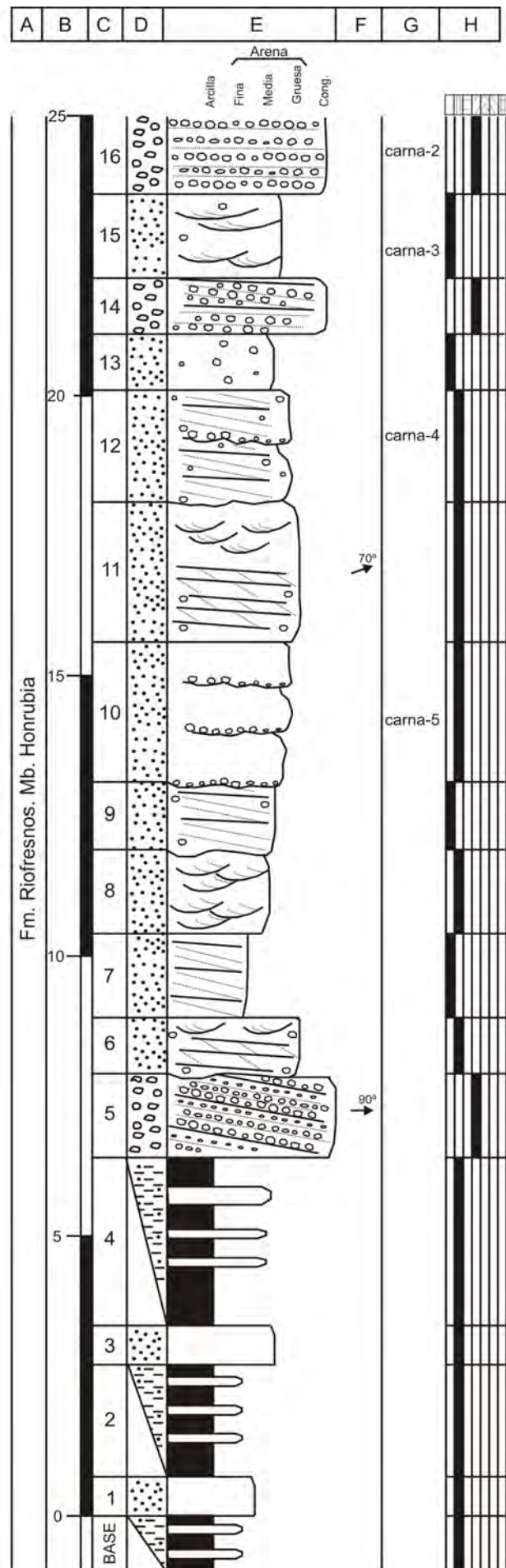


Fig. A1.-17a. Columna Cruz de Caravaca.

dispersos de hasta 2 cm. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de 30 cm, a base. A techo, estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 20 cm. Paleocorrientes: N70°E.

- **12:** 2,0 m de arcosas, de grano medio-grueso. Divididas en dos bancos con bases erosivas. Estratificación cruzada planar. El segundo banco presenta un lag de cantos de cuarcita a base y cantos dispersos de cuarcita de hasta 2 cm. Muestras: CARNA-4.

- **13:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano medio. Escasos cantos dispersos, de hasta 1 cm, de cuarcita.

- **14:** 1,0 m de conglomerados arenosos, de cuarcita, cuarzo y feldespato. Laminación paralela a base. Estratificación cruzada de planar a techo.

- **15:** 1,5 m de arcosas rojas, de grano medio-grueso. Escasos cantos de cuarcita dispersos de hasta 1 cm. Estratificación cruzada de surco muy tendida. Muestras: CARNA-3.

- **16:** 4,5 m de conglomerados clastosoportados, de cuarcita y feldespato con centil de hasta 14 cm. Laminación paralela difusa. Presentan niveles arenosos de arcosas de grano grueso, con estratificación cruzada planar. Granoselección positiva. Paleocorrientes: N60°E. Muestras: CARNA-2.

- **17:** 1,5 m de arcosas ocre, de grano medio. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 1,5 cm. Estratificación cruzada planar.

- **18:** 1,7 m de arcosas naranjas, de grano medio. Lag de cantos de cuarcita a base de hasta 1,5 cm. Presentan estratificación cruzada planar en un *set* de 50 cm a base. A techo, estratificación cruzada de surco en varios *sets* decimétricos.

- **19:** 4,0 m divididos en tres bancos. Los bancos inferior y superior están formados por conglomerados ocre, de cuarzo. Bases irregulares y estratificación cruzada planar en varios *sets* decimétricos. El banco central está compuesto por arcosas blancas de grano grueso. Abundantes cantos dispersos de cuarzo. Estratificación cruzada de surco.

- **20:** 3,0 m de arcosas rojas, de grano fino y medio. Estratificación cruzada de surco. Cantos blandos rojos. Nódulos carbonáticos a techo, huellas de raíces y bioturbación. Muestras: CARNA-1

- **21:** 0,15 m de conglomerados clastosoportados, de cuarcita, muy cementados.

- **22:** 5,0 m semicubierto. Lutitas grises con niveles de costras dolomíticas.

- **23:** 2,0 m de lutitas grises con un nivel de 20 cm a techo de cuarzoarenitas amarillas, de grano fino.

- **24:** 1,5 m de lutitas grises compactas. Muestras: CN-1

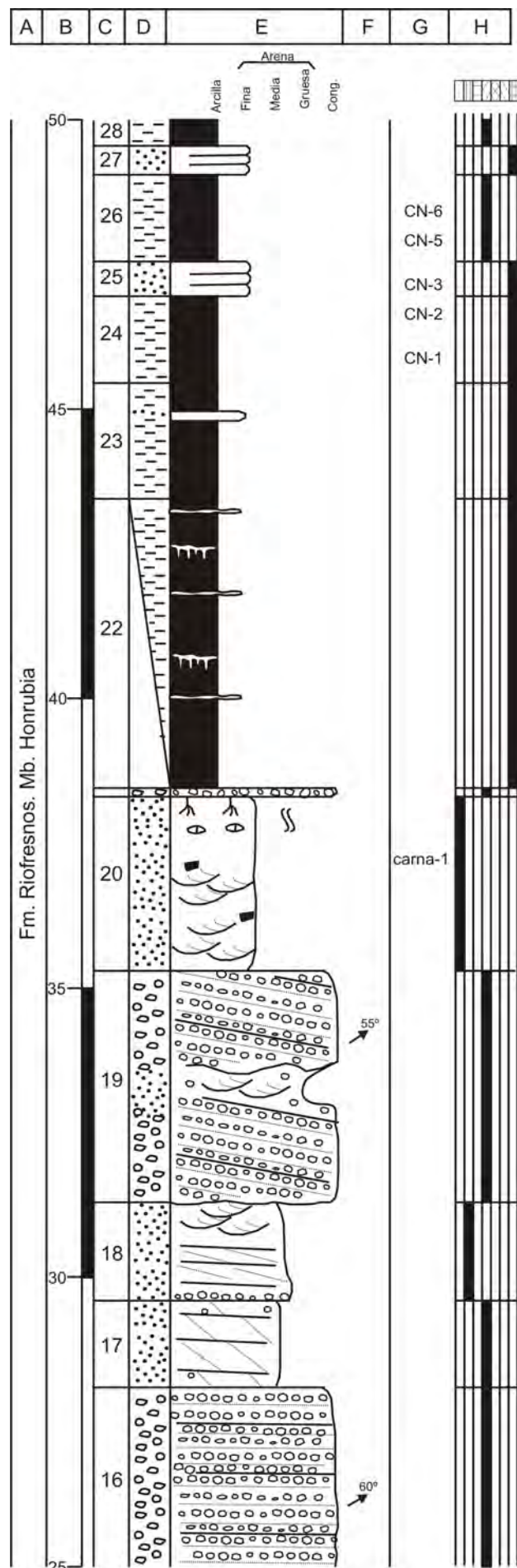


Fig. A1.-17b. Continuación C. Cruz de Caravaca.

y CN-2.

- **25:** 0,6 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, tableadas. Muestras: CN-3.

- **26:** 1,5 m de lutitas grises, con niveles milimétricos rojas. Muestras: CN-5 y CN-6.

- **27:** 0,5 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, tableadas.

- **28:** 1,0 m de lutitas arenosas ocre y amarillas, con niveles de costras silíceas con cuarzoides bipiramidales, a techo. Muestras: P002.

- **29:** 5,0 m semicubierto. Lutitas ocre y grises, con niveles de costras dolomíticas.

- **Techo:** Dolomías ocre, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

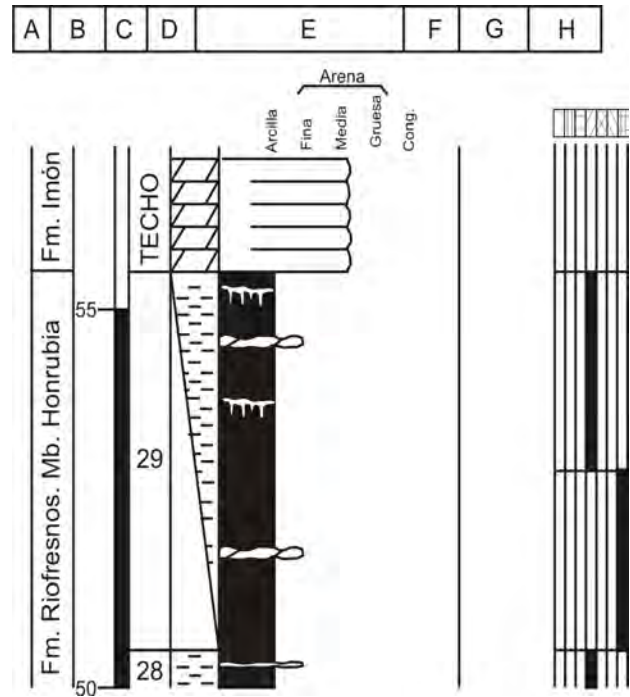


Fig. A1.-17c. Continuación C. Cruz de Caravaca.

Localización de las Columnas estratigráficas. Zona B. Cuevas de Ayllón.



- 15- Cuevas de Ayllón
- 16- Toledano
- 17- Liceras
- 18- Montejo
- 19- Torresuso
- 20- Corralejo
- 21- Atalaya
- 22- Cañicera
- 23- Collado
- 24- Vañerperroches
- 25- Valdecabra
- 26- Retortillo de Soria

Fig. A1.-18. Localización de las columnas estratigráficas de la zona de Cuevas de Ayllón-Retortillo.

15. COLUMNA DE CUEVAS DE AYLLÓN (modificada de Sopena)

Hoja: 404 (Ayllón) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa al E del pueblo de Cuevas de Ayllón, siguiendo la carretera que va a Licerias.

Espesor total: 135 m.

Dirección y buzamiento: N92°E/20°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 474581,25

Y: 4582583,95

Techo: X: 474539,57

Y: 4582963,68

- **Base:** Arcosas naranjas de grano medio. Presentan una costra de Fe a techo.

- **1:** 0,3 m de lutitas moradas.

- **2:** 0,5 m de subarcosas ocre de grano fino. Presentan *ripples* y bioturbación. Paleocorrientes: N80°E.

- **3:** 1,0 m de lutitas moradas y grises.

- **4:** 0,6 m de subarcosas ocre de grano muy fino. Presentan *ripples* a techo. Paleocorrientes: N170°E.

- **5:** 1,8 m de lutitas grises con nódulos carbonáticos.

- **6:** 0,5 m de subarcosas ocre, granodecrecientes, de grano fino a muy fino. Presentan un aspecto tableado.

- **7:** 0,4 m de lutitas moradas.

- **8:** 1,0 m de arcosas ocre, de grano fino. Presentan grietas de retracción en la base. Se aprecian pseudomorfos de sales y bioturbación a lo largo del tramo.

- **9:** 2,0 m de lutitas moradas.

- **10:** 0,2 m de subarcosas ocre, de grano muy fino. Presentan grietas de retracción a techo.

- **11:** 1,8 m de lutitas grises y moradas.

- **12:** 1,4 m de arcosas ocre, granocrecientes, de grano muy fino a fino. Hacia techo presentan estratificación cruzada de surco en set de 25 cm.

- **13:** 2,0 m de lutitas grises y moradas.

- **14:** 1,2 m de subarcosas ocre, granodecrecientes, de grano fino a muy fino. Presentan estratificación cruzada planar a lo largo de todo el tramo en dos *sets* de 50 cm. Pseudomorfos de sales a lo largo del tramo.

- **15:** 0,6 m de lutitas grises y moradas.

- **16:** 0,5 m de arcosas ocre de grano fino. Presentan un

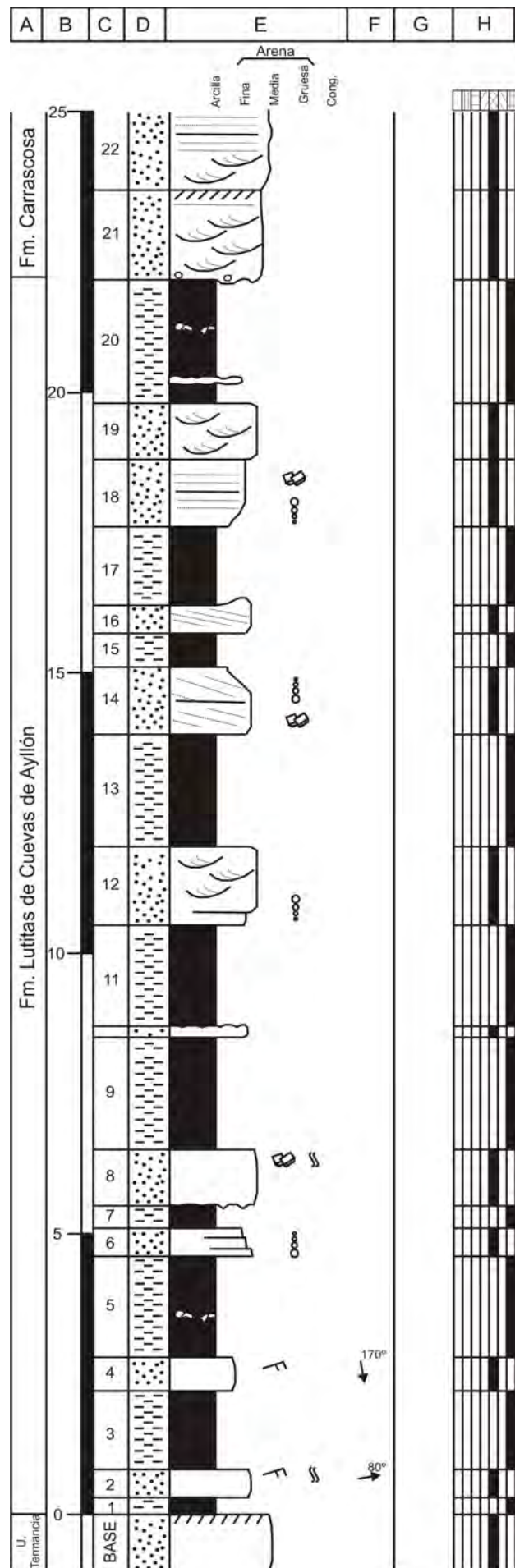


Fig. A1.-19a. Columna de Cuevas de Ayllón.

único set de estratificación cruzada planar que ocupa todo el tramo. Su techo es irregular.

- **17:** 1,4 m de lutitas grises y moradas.

- **18:** 1,2 m de arcosas ocreas, granocrecientes en la base, de grano muy fino a fino. Presentan laminación paralela en *sets* de unos 40 cm. Pseudomorfos de sales.

- **19:** 1,0 m de arcosas ocreas de grano medio-fino. Presentan estratificación cruzada de surco en *sets* de 25 cm.

- **20:** 2,2 m de lutitas grises, con niveles arenosos muy carbonáticos. Nódulos carbonáticos dispersos.

- **21:** 1,6 m de arcosas ocreas de grano fino. Presentan estratificación cruzada de surco en *sets* de 25 cm y a techo laminación paralela. Cantos dispersos a base. Costra de Fe a techo del tramo.

- **22:** 10, 4 m de arcosas ocreas de grano medio-fino. Presentan una alternancia de laminación paralela y estratificación cruzada planar en *sets* de unos 50 cm.

- **23:** 1,6 m de subarcosas ocreas, granodecrecientes, de grano medio-fino a muy fino. Presentan estratificación cruzada planar a lo largo de todo el tramo en un único *set*. Hacia techo presentan lutitas grises.

- **24:** 0,2 m de arcosas ocreas de grano fino. Presentan base cóncava y estratificación cruzada de surco.

- **25:** 0,3 m de lutitas grises y moradas.

- **26:** 0,4 m de arcosas ocreas de grano fino. Presentan base cóncava y estratificación cruzada de surco.

- **27:** 5,4 m. El tramo se divide en tres secuencias granodecrecientes de lutitas grises a arcosas ocreas, de grano medio. Presentan estratificación cruzada de surco en *sets* de 30 cm.

- **28:** 1,8 m de cubierto.

- **29:** 0,5 m de lutitas grises.

- **30:** 0,6 m de lutitas moradas.

- **31:** 1,0 m de lutitas grises y moradas, con nódulos carbonáticos.

- **32:** 0,2 m de una costra dolomítica gris, muy recrystalizada.

- **33:** 1,0 m de lutitas moradas y grises.

- **34:** 0,2 m de una costra dolomítica gris, muy recrystalizada.

- **35:** 1,0 m de cubierto.

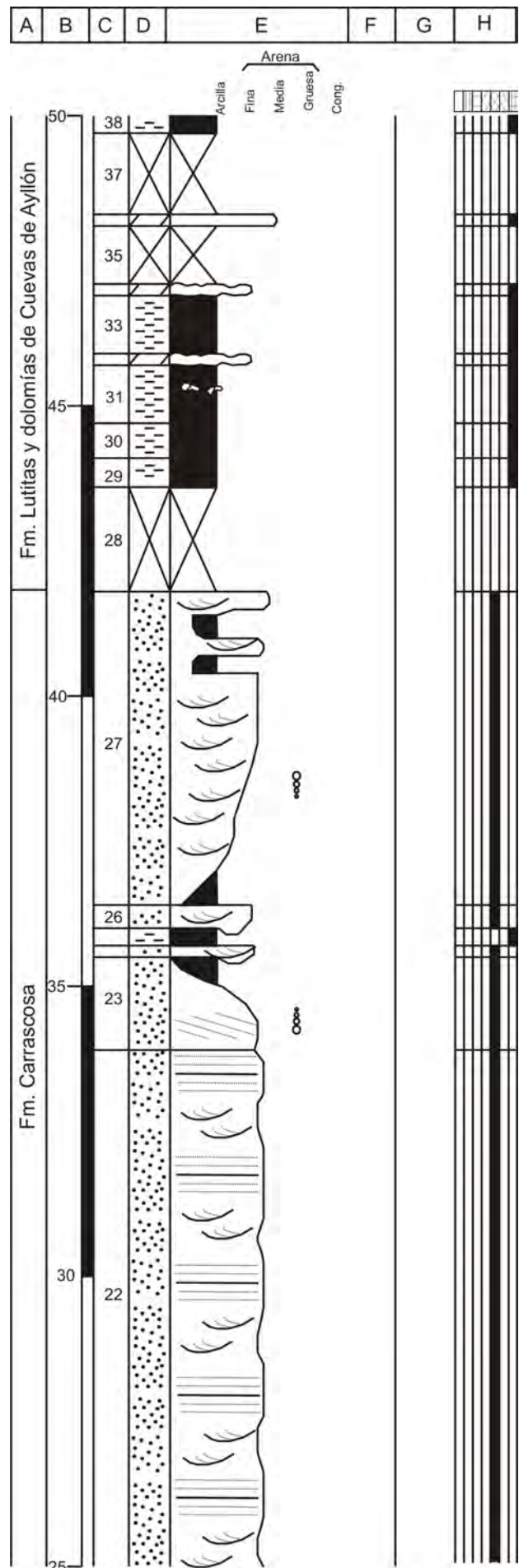


Fig. A1.-19b. Continuación C. de Cuevas de Ayllón.

- **36:** 0,2 m de una costra dolomítica gris, muy recristalizada.
- **37:** 1,4 m de cubierto.
- **38:** 0,54 m de lutitas grises y moradas.
- **39:** 0,2 m de cuarzoarenitas ocre, de grano medio-fino. *Ripples* a techo.
- **40:** 0,4 m de lutitas grises.
- **41:** 3,6 m de cuarzoarenitas blancas, de grano medio, cementadas. Presentan grietas de retracción.
- **42:** 0,3 m cubiertos.
- **43:** 0,6 m de lutitas y margas grises compactas.
- **44:** 1,4 m de lutitas grises con dos niveles arcosas ocre, de grano fino. *Ripples* a techo.
- **45:** 0,6 m de lutitas verdes con nódulos carbonáticos.
- **46:** 0,1 m de dolomías micríticas ocre, irregulares, con laminación algal.
- **47:** 0,3 m de lutitas negras
- **48:** 0,2 m de dolomías ocre oquerosas.
- **49:** 0,9 m de lutitas negras y grises, con niveles arenosos oscuros de grano fino.
- **50:** 0,6 m de lutitas rojas con moldes de evaporitas.
- **51:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino, irregulares. Laminación paralela.
- **52:** 0,5 m de lutitas negras.
- **53:** 0,2 m de dolomías rojizas muy recristalizadas.
- **54:** 1,5 m de lutitas rojas, con nódulos y costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **55:** 0,2 m de areniscas dolomíticas grises, de grano fino.
- **56:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **57:** 0,3 m de dolomías grises, oquerosas, recristalizadas.
- **58:** 1,8 m de lutitas verdes y rojas.
- **59:** 0,2 m de unas costras dolomíticas blancas y verdes, con moldes de evaporitas.
- **60:** 0,9 m de lutitas rojas.
- **61:** 0,1 m de unas costras dolomíticas blancas y verdes.
- **62:** 1,3 m de lutitas rojas y verdes.

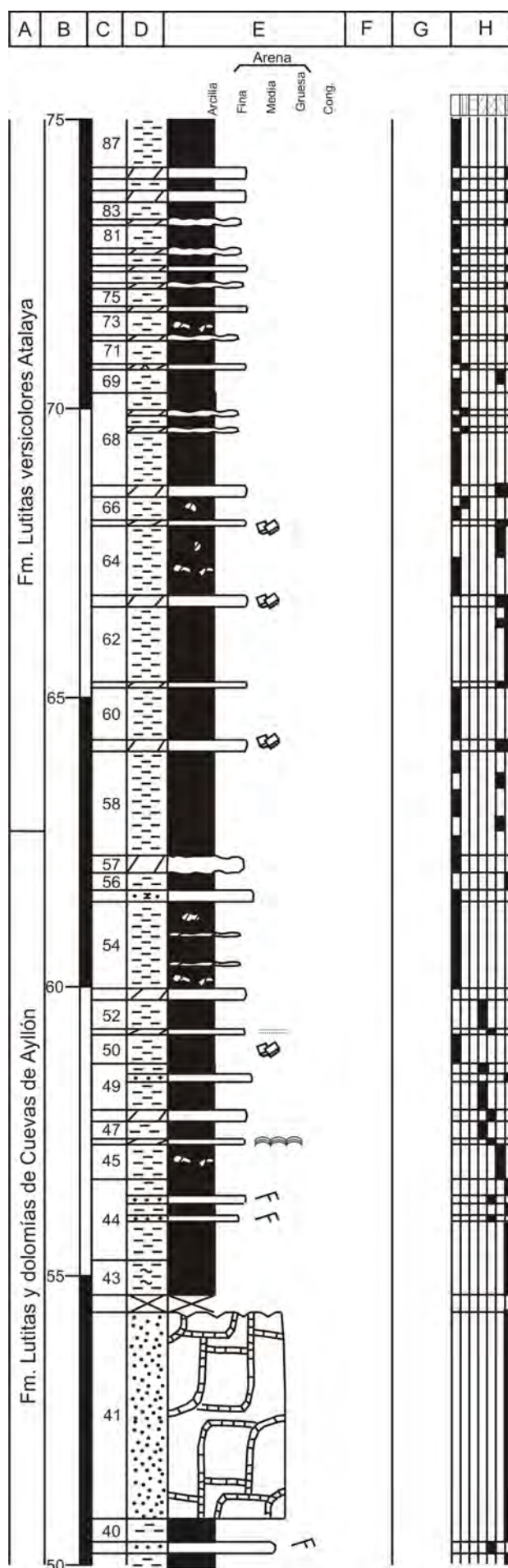


Fig. A1.-19c. Continuación C. de Cuevas de Ayllón.

- **63:** 0,2 m de unas costras dolomíticas blancas y verdes, con moldes de evaporitas.
- **64:** 1,2 m de lutitas verdes y rojas con nódulos carbonáticos.
- **65:** 0,1 m de unas costras dolomíticas blancas y verdes, con moldes de evaporitas.
- **66:** 0,4 m de lutitas rojas y naranjas, con nódulos carbonáticos
- **67:** 0,2 m de unas costras dolomíticas blancas y verdes.
- **68:** 1,6 m de lutitas rojas y naranjas, con costras carbonáticas.
- **69:** 0,4 m de lutitas rojas y verdes
- **70:** 0,1 m de niveles milimétricos de yesos y carbonato.
- **71:** 0,4 m de lutitas rojas
- **72:** 0,1 m de una costra dolomítica gris, recrystalizada.
- **73:** 0,4 m de lutitas rojas con nódulos dolomíticos.
- **74:** 0,1 m de dolomías blancas sacaroideas.
- **75:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **76:** 0,1 m de costra dolomítica gris, recrystalizada.
- **77:** 0,2 m de lutitas rojas.
- **78:** 0,1 m de dolomías blancas, sacaroideas.
- **79:** 0,2 m de lutitas rojas.
- **80:** 0,1 m de costra dolomítica gris, recrystalizada.
- **81:** 0,4 m de lutitas rojas.
- **82:** 0,1 m de costra dolomítica gris, recrystalizada.
- **83:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **84:** 0,2 m de dolomías blancas, sacaroideas.
- **85:** 0,2 m de lutitas rojas.
- **86:** 0,2 m de dolomías blancas, sacaroideas.
- **87:** 3,4 m de lutitas, con niveles milimétricos de dolomías, oquerosas, recrystalizadas.
- **88:** 0,3 m de lutitas verdes.
- **89:** 0,3 m de lutitas rojas.

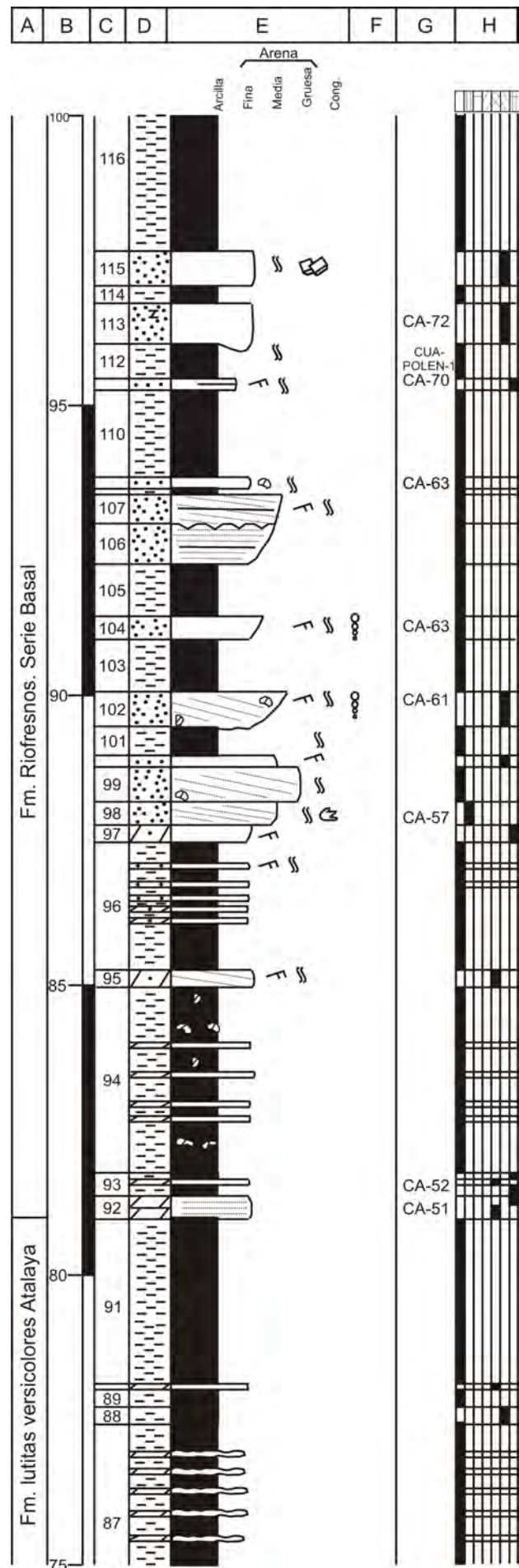


Fig. A1.-19d. Continuación C. de Cuevas de Ayllón.

- **90:** 0,1 m de dolomías ocre de grano fino.
- **91:** 2,9 m de lutitas rojas.
- **92:** 0,4 m de dolomías grises y amarillas, de grano fino. Laminación paralela. Muestras: CA-51.
- **93:** 0,4 m de lutitas margosas grises, con niveles de dolomías ocre, de grano fino. Muestras: CA-52.
- **94:** 3,2 m de lutitas rojas con nódulos de carbonato y niveles, milimétricos fibrosos de calcita, de hasta 2 cm de espesor.
- **95:** 0,9 m de dolomías arenosas ocre, de grano medio. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Bioturbación y *ripples* a techo
- **96:** 2,2 m de lutitas rojas, con cinco niveles de arcosas rojas, de grano fino y dolomías arenosas de grano fino. *Ripples* y bioturbación.
- **97:** 0,3 m de dolomías arenosas grises, de grano fino. *Ripples*.
- **98:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino, con cemento dolomítico. Estratificación cruzada planar. Huellas de reptiles y bioturbación. Muestras: CA-57.
- **99:** 0,6 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada planar. Nódulos carbonáticos y bioturbación.
- **100:** 0,2 m de arcosas dolomíticas verdes, de grano fino, tableadas. *Ripples*.
- **101:** 0,5 m de lutitas rojas, bioturbadas.
- **102:** 0,6 m de cuarzoarenitas verdes, granocrecientes, de grano fino a medio, cementadas por dolomía. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en un *set*. Nódulos dolomíticos. Bioturbación y *ripples* a techo. Muestras: CA-61.
- **103:** 0,9 m de lutitas rojas.
- **104:** 0,4 m de cuarzoarenitas rojas, granocrecientes, de grano fino a medio, con cemento dolomítico. Bioturbación y *ripples* a techo. Muestras: CA-63.
- **105:** 0,9 m de lutitas rojas
- **106:** 0,7 m de arcosas rojas, de grano fino. Laminación paralela. Grietas de retracción.
- **107:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada planar. Bioturbación y *ripples* a techo.
- **108:** 0,1 m de lutitas rojas.
- **109:** 0,2 m de arcosas dolomíticas rojas, de grano fino. Nódulos carbonáticos y bioturbación. Muestras: CA-68.

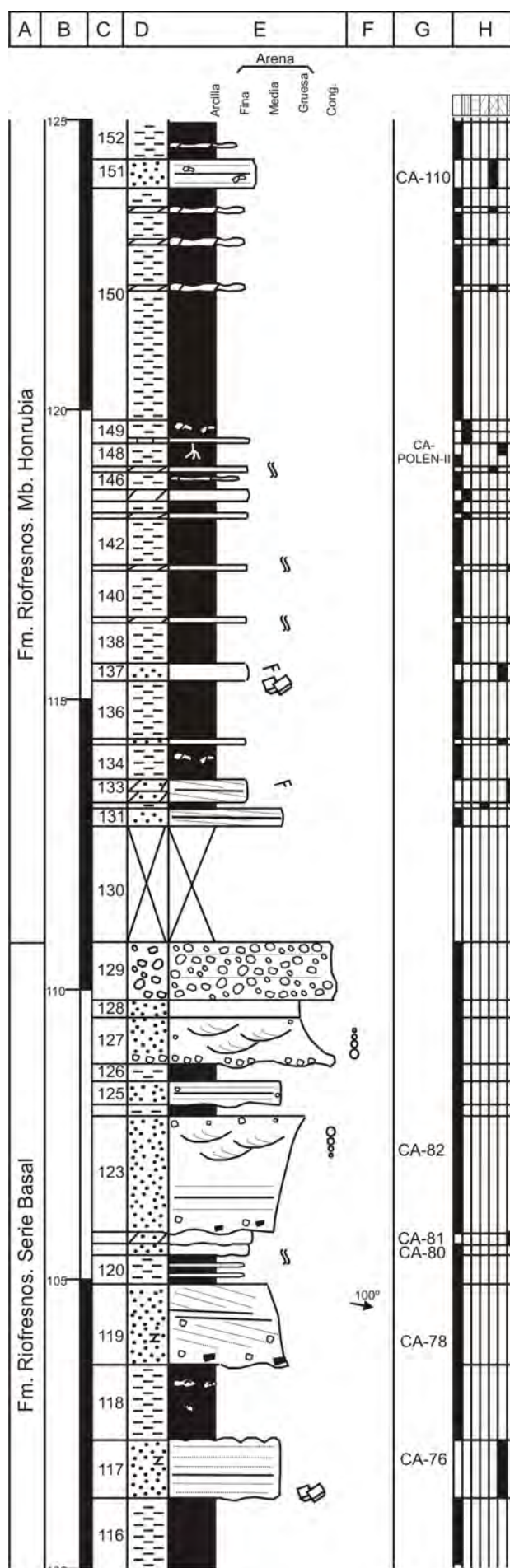


Fig. A1.-19e. Continuación C. de Cuevas de Ayllón.

- **110:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **111:** 0,2 m de arcosas dolomíticas grises, de grano fino, tableadas. Bioturbación y *ripples* a techo. Muestras: CA-70.
- **112:** 0,6 m de lutitas rojas con bioturbación. Muestras: CUA-POLEN-I.
- **113:** 0,7 m de arcosas dolomíticas verdes, de grano medio. Base cóncava y techo plano. Muestras: CA-72.
- **114:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **115:** 0,6 m de arcosas dolomíticas verdes, de grano medio. Bioturbación y pseudomorfos de halita.
- **116:** 3,2 m de lutitas rojas.
- **117:** 1,0 m de arcosas verdes, de grano fino-medio. Base erosiva. Grietas de retracción y pseudomorfos de halita de 12 cm. Laminación paralela. Muestras: CA-76.
- **118:** 1,3 m de lutitas rojas con nódulos de yeso.
- **119:** 1,5 m de arcosas dolomíticas rojas, de grano medio. Base erosiva. Cantos blandos rojos y cantos de cuarcita, subredondeados, de entre 1 y 2 cm, dispuestos según la estratificación cruzada planar. Paleocorriente: N100°E. Muestras: CA-78.
- **120:** 0,5 m de lutitas rojas con niveles de arcosas rojos, de grano fino, poco cementados.
- **121:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino. Base erosiva y techo irregular. Bioturbación. Muestras: CA-80.
- **122:** 0,2 m de dolomías arenosas grises, muy compactas. Muestras: CA-81.
- **123:** 2,0 m de arcosas rojas, granocrecientes, de grano medio a grueso. Base irregular con cantos blandos rojos. Presentan cantos dispersos de cuarcita, sobre todo a techo, donde pueden llegar a los 6 cm. Laminación paralela a base. Estratificación cruzada de surco en el resto del tramo dividida en *sets* decimétricos. Muestras: CA-82.
- **124:** 0,2 m de lutitas rojas.
- **125:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano grueso. Base erosiva. Escasos cantos de cuarcita redondeados de hasta 2 cm. dispersos. Laminación paralela.
- **126:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **127:** 0,8 m de una secuencia granodecreciente. Comienza con conglomerados arenosos de cuarcita y feldespato, con unos cantos de hasta 12 cm. A techo presenta arcosas rojas, de grano grueso. Las areniscas presentan estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 15 cm. y escasos

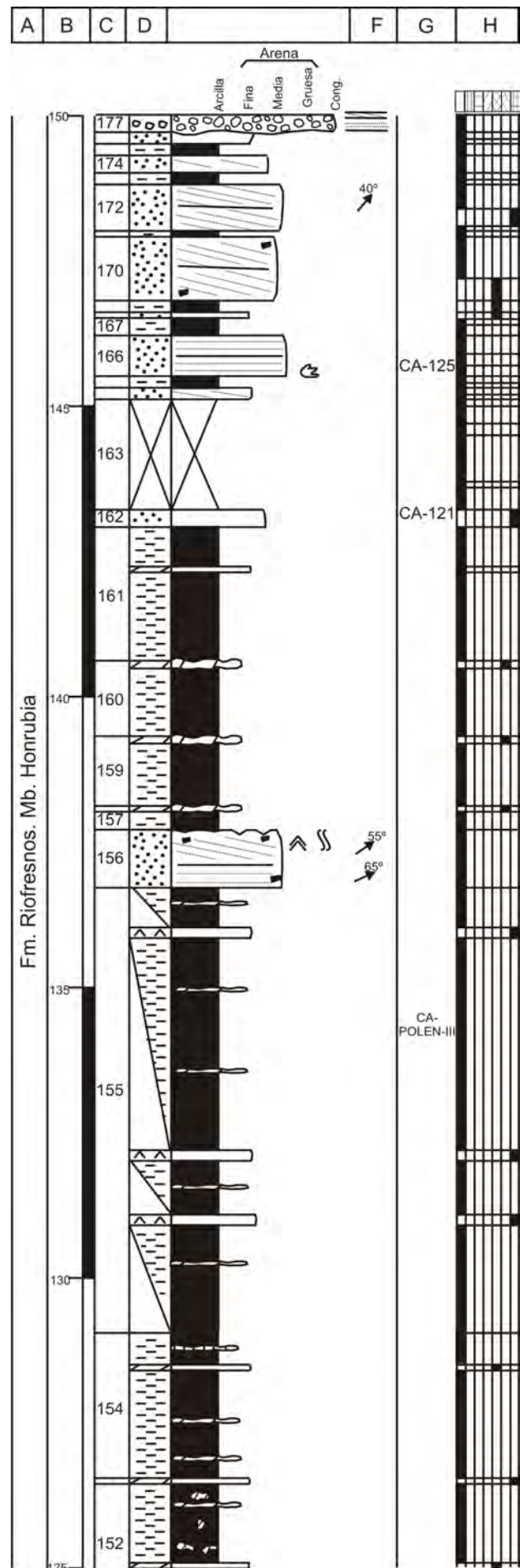


Fig. A1.-19f. Continuación C. de Cuevas de Ayllón

cantos dispersos.

- **128:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano medio.
- **129:** 1,0 m de conglomerados arenosos de cuarcita y feldespato, entre 3 y 6 cm. Las areniscas son arcosas ocre, de grano grueso. Cierta laminación. Presenta diques de areniscas.
- **130:** 2,0 m cubierto.
- **131:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano medio. Presentan dos *sets* de estratificación cruzada planar.
- **132:** 0,1 m de lutitas marrones.
- **133:** 0,4 m de cuarzoarenitas dolomíticas, de grano fino. Estratificación cruzada de surco. *Ripples* a techo.
- **134:** 0,6 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
- **135:** 0,1 m de cuarzoarenitas dolomíticas verdes, de grano fino.
- **136:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **137:** 0,3 m de arcosas verdes de grano fino. Pseudomorfos de halita de hasta 2 cm. *Ripples* a techo.
- **138:** 0,7 m de lutitas rojas.
- **139:** 0,1 m de dolomías grises, muy recristalizadas y con bioturbación.
- **140:** 0,8 m de lutitas rojas.
- **141:** 0,1 m de una costra dolomítica gris, muy recristalizada y con bioturbación.
- **142:** 0,8 m de lutitas rojas.
- **143:** 0,1 m de areniscas arcósicas naranjas, de grano muy fino.
- **144:** 0,2 m de lutitas rojas
- **145:** 0,2 m de arcosas naranjas, de grano muy fino.
- **146:** 0,3 m de lutitas rojas con niveles de calcita fibrosa.
- **147:** 0,1 m de una costra dolomítica ocre, muy recristalizada y con bioturbación.
- **148:** 0,4 m de lutitas rojas, verdes a techo, con huellas de raíces. Muestras: CUA-POLEN-II.
- **149:** 0,4 m de cuarzoarenitas dolomíticas naranjas, de grano medio. Nódulos carbonáticos y costra fibrosa de calcita a techo.
- **150:** 4,0 m lutitas rojas con niveles de costras dolomíticas

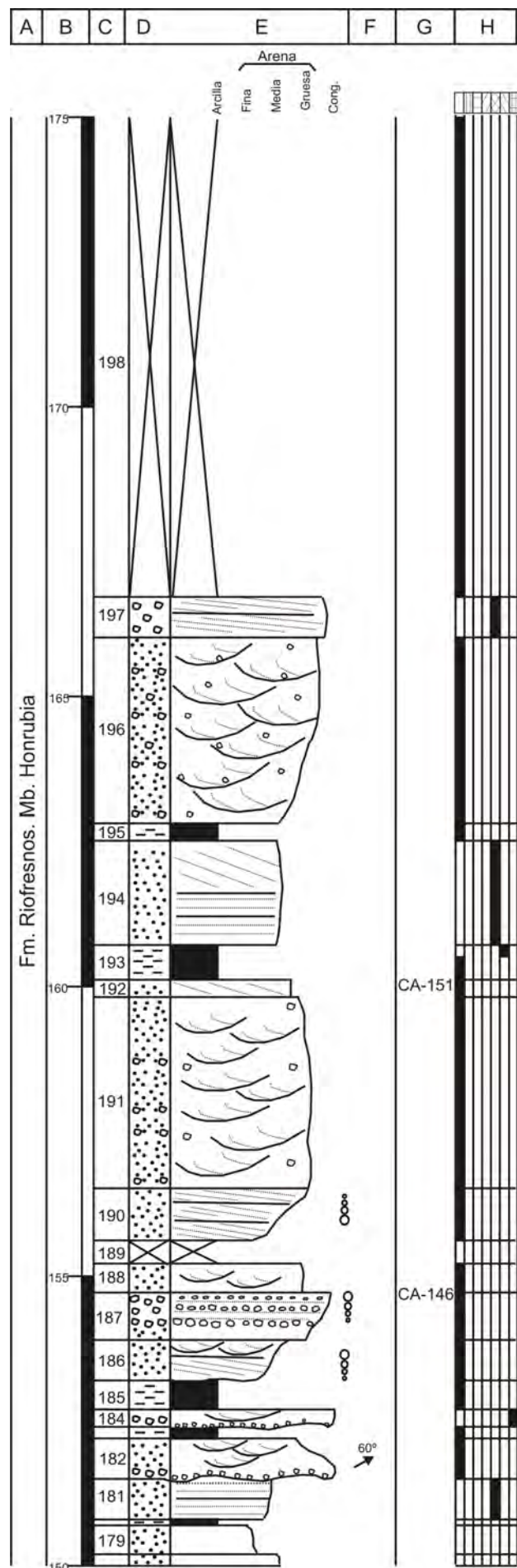


Fig. A1.-19g. Continuación C. de Cuevas de Ayllón

ocres, de grano fino, sacaroideas.

- **151:** 0,5 m de cuarzoarenitas dolomíticas ocres, de grano fino. Laminación paralela y nódulos carbonáticos. Muestras: CA-110.

- **152:** 2,1 m de lutitas rojas, con nódulos y niveles de costras dolomíticas ocres, milimétricas, recrystalizadas, aspecto tableado.

- **153:** 0,5 m de dolomías grises, de grano fino, tableadas.

- **154:** 2,5 m de lutitas rojas con niveles de costras dolomíticas ocres, milimétricas, recrystalizadas, tableadas, a techo, y niveles milimétricos de calcita fibrosa.

- **155:** 7,8 m Semicubiertos. Lutitas rojas, con niveles de dolomías ocres, de grano fino y yesos blancos. Muestras: CUA-POLEN-III.

- **156:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano medio. Laminación paralela y cantos blandos rojos, a base, y un set de 15 cm de estratificación cruzada planar y cantos blandos verdes, a techo. Grietas de retracción, *ripples* de oscilación y bioturbación. Paleocorrientes: N55°E y N65°E.

- **157:** 0,3 m de lutitas rojas.

- **158:** 0,1 m de una costra dolomítica verde, brechoide.

- **159:** 1,2 m de lutitas rojas. Costra dolomítica ocre de grano fino, a techo.

- **160:** 1,3 m de lutitas verdes con una costra dolomítica verde, brechoide, a techo.

- **161:** 2,3 m de lutitas rojas.

- **162:** 0,3 m de cuarzoarenitas dolomíticas grises, de grano fino, brechoides. Muestras: CA-121.

- **163:** 1,9 m cubierto.

- **164:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino. Estratificación cruzada planar.

- **165:** 0,2 m de lutitas rojas.

- **166:** 0,7 m de arcosas rojas, de grano medio. Laminación paralela y huellas de reptiles. Muestras: CA-125.

- **167:** 0,3 m de lutitas rojas.

- **168:** 0,1 m de arcosas rojas, de grano fino.

- **169:** 0,2 m de lutitas rojas.

- **170:** 1,1 m de arcosas rojas, de grano fino. Cantos blandos rojos. Dos *sets* decimétricos de estratificación cruzada planar.

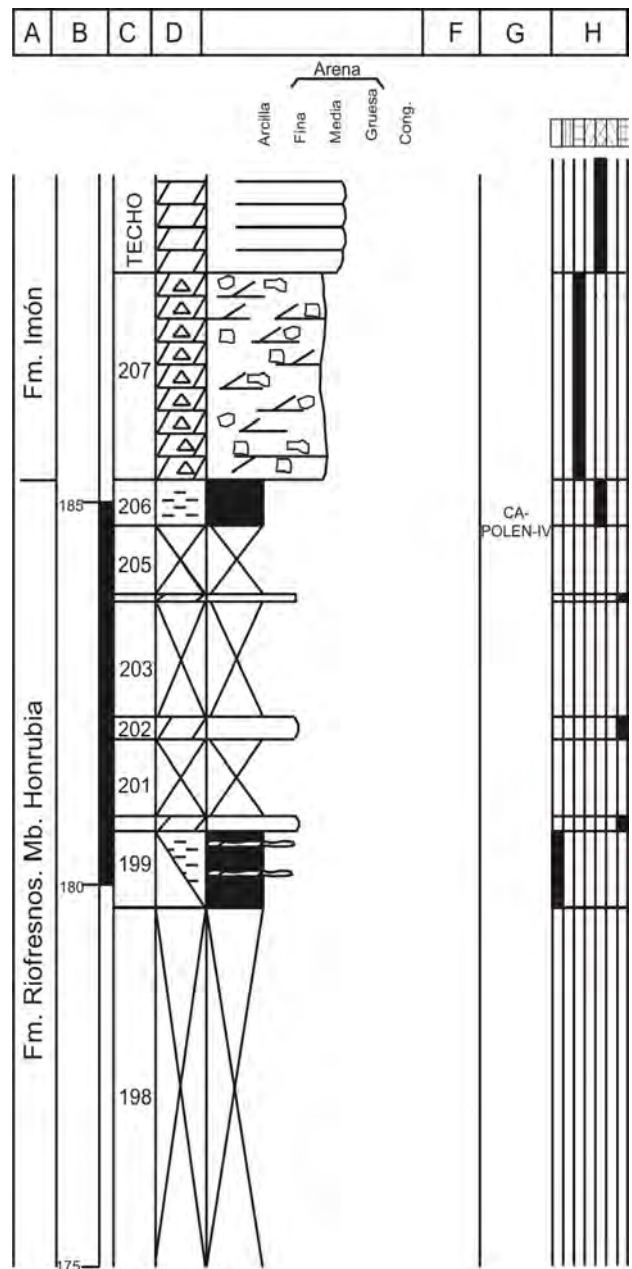


Fig. A1.-19h. Continuación C. de Cuevas de Ayllón

- **171:** 0,1 m de lutitas rojas.

- **172:** 0,8 m de arcosas rojas, de grano fino-medio. Dos *sets* decimétricos de estratificación cruzada planar. Paleocorriente: N40°E

- **173:** 0,2 m de lutitas rojas.

- **174:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano fino. Estratificación cruzada planar.

- **175:** 0,2 m de lutitas rojas.

- **176:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano fino.

- **177:** 0,3 m de conglomerados arenosos amarillos de cantos de cuarcita. Las areniscas son arcosas, de grano grueso. El tamaño de los cantos oscila entre 1 y 3 cm.

Presentan base erosiva. Laminación paralela a base y estratificación cruzada planar, a techo.

- **178:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano medio.

- **179:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano fino.

- **180:** 0,1 m de lutitas rojas.

- **181:** 0,7 m de arcosas ocre, de grano medio. Laminación paralela.

- **182:** 0,7 m de arcosas rojas, de grano medio. Base erosiva con un lag de cantos de cuarcita de no más de 1 cm. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de 20 cm. Paleocorriente: N60°E.

- **183:** 0,2 m de lutitas rojas.

- **184:** 0,3 m de arcosas blancas, de grano medio. Base erosiva con un lag de cantos de cuarcita de hasta 0,5 cm. Estratificación cruzada de surco en un único *set*.

- **185:** 0,5 m de lutitas rojas.

- **186:** 0,7 m de arcosas rojas, granocrecientes, de grano fino a medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar en la base y de surco a techo.

- **187:** 0,8 m de tramo granocreciente, de grano grueso a conglomerados. Cantos de cuarcita de entre 2 y 4 cm en niveles según la laminación paralela. Muestras: CA-146.

- **188:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada de surco.

- **189:** 0,4 m cubierto.

- **190:** 0,9 m de arcosas rojas, granocrecientes, de grano fino a medio. Divididas en varios *sets* decimétricos de estratificación cruzada planar.

- **191:** 3,3 m de arcosas rojas, de grano grueso. Estratificación cruzada de surco en *sets* decimétricos. Cantos dispersos redondeados de cuarcita según la estructura.

- **192:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada planar. Muestras: CA-151.

- **193:** 0,6 m de lutitas verdes y rojas.

- **194:** 1,8 m de arcosas ocre, de grano grueso. Varios *sets* decimétricos de laminación paralela en la base y estratificación cruzada planar a techo. Cantos de cuarcita, de 1 cm, redondeados, dispuestos según la estratificación.

- **195:** 0,3 m de lutitas rojas.

- **196:** 3,7 m. Tramo granocreciente desde arcosas rojas, de grano grueso a conglomerados arenosos de cantos de cuarcita y feldespato, de 2 a 4 cm. *Sets* decimétricos de

estratificación cruzada de planar, a base y de surco, a techo.

- **197:** 0,7 m de arcosas ocre de grano grueso. Estratificación cruzada planar en dos *sets* de unos 20 cm. Nivel de cantos de cuarcita de hasta 2 cm. a techo.

- **198:** 17 m cubiertos.

- **199:** 1,0 m cemicubierto. Lutitas rojas con niveles carbonáticos.

- **200:** 0,2 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **201:** 1,0 m cubierto.

- **202:** 0,3 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **203:** 1,5 m cubierto.

- **204:** 0,1 m de dolomías blancas, de grano fino.

- **205:** 0,9 m cubierto.

- **206:** 0,6 m de lutitas ocre y amarillas. Muestras: CUA-POLEN-IV.

- **207:** 2,7 m de brechas carbonáticas, recrystalizadas.

- **Techo:** Dolomías amarillas de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

16. COLUMNA DE EL TOLEDANO

Hoja: 404 (Ayllón) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en la carretera de Cuevas de Ayllón a Licerías en un pequeño barranco en el Km 5,5.

Espesor total: 8 m.

Dirección y buzamiento: N60°E/20°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 477855,56

Y: 4581912,88

Techo: X: 477774,95

Y: 4581923,98

- **Base:** Arcosas naranjas, de grano fino. Bioturbación y cantos blandos dispersos.

- **1:** 1,3 m de lutitas rojas, localmente arenosas.

- **2:** 0,1 m de costra dolomítica ocre, muy recristalizadas. A techo, presentan niveles arcillosos.

- **3:** 0,4 m de lutitas rojas.

- **4:** 0,12 m de costra dolomítica arcillosa, ocre, muy recristalizada.

- **5:** 1,0 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos dispersos.

- **6:** 0,3 m de lutitas rojas, con travéculas de carbonato y yeso. A techo, presentan una costra carbonática dolomítica.

- **7:** 1,1 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.

- **8:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas.

- **9:** 0,5 m de lutitas arenosas rojas. Muestras: TO-POLEN-I.

- **10:** 0,1 m de una costra dolomítica ocre, muy recristalizada. A techo, presentan niveles arcillosos.

- **11:** 1,2 m de lutitas rojas, con travéculas de carbonato y yeso.

- **12:** 0,4 m de dolomías muy lutíticas ocre, con travéculas de calcita y yeso.

- **13:** 0,4 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos dispersos.

- **14:** 0,2 m de dolomías muy arcillosas ocre, con niveles de calcita y yeso.

- **Techo:** Coluvial terciario.

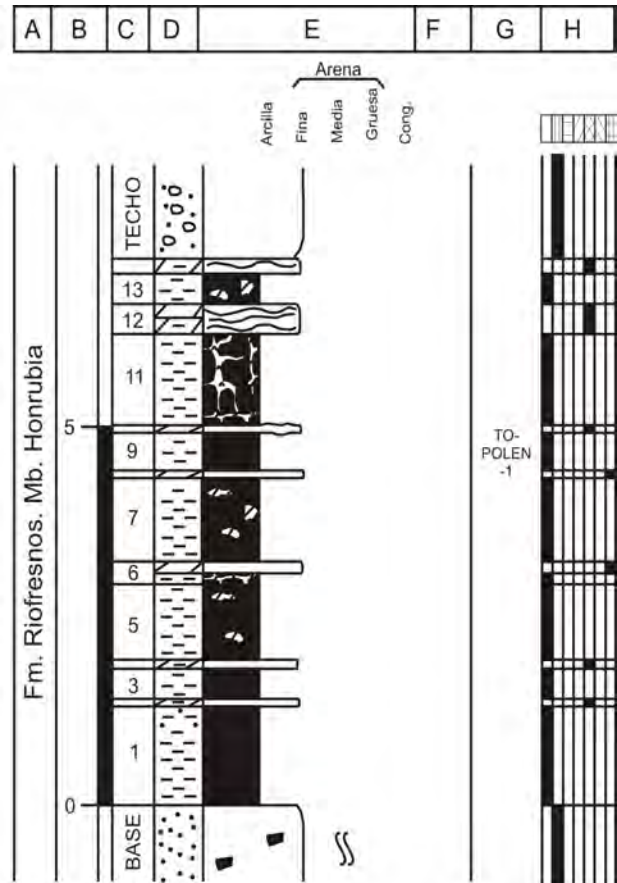


Fig. A1.-20. Columna El Toledano.

17. COLUMNA DE LICERAS

Hoja: 404 (Ayllón) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se localiza a unos 400 m al este de Licerias por un camino paralelo a la carretera que llega hasta Montejo de Tiermes.

Espesor total: 153 m.

Dirección y buzamiento: N60°E/15°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 480399,80

Y: 4580392,79

Techo: X: 480566,65

Y: 4580991,97

- **Base:** Cuarzoarenitas blancas, de grano medio a fino, poco cementadas. Presentan laminación paralela a base. *Ripples* a techo.

- **1:** 1,0 m de lutitas grises con nódulos carbonáticos.

- **2:** 12,0 m cubierto.

- **3:** 2,0 m de lutitas rojas, lajasas, con escaso contenido en arcosas blancas, de grano muy fino.

- **4:** 0,55 m de lutitas grises, lajasas, con niveles milimétricos de arcosas ocreas, de grano muy fino, sobre todo a techo. Muestras: LI-POLEN-1

- **5:** 0,46 m de arcosas rojas, de grano medio a fino. Presentan niveles de hasta 2 cm de costras carbonáticas, con abundante bioturbación. Muestras LIC-1

- **6:** 0,4 m de lutitas rojas, lajasas, con escaso contenido en arcosas blancas, de grano muy fino.

- **7:** 0,2 m de arcosas rojas, grises en corte fresco, de grano medio-grueso, poco cementadas. Presentan cantos blandos dispersos de menos de 1,5 mm y costras carbonáticas. Bioturbación.

- **8:** 1,7 m de lutitas rojas, lajasas. El tramo es bastante arenoso y micáceo. Costra carbonática gris a techo.

- **9:** 0,3 m de cuarzoarenitas rojas, de grano fino, con cemento carbonático. Presentan base erosiva cóncava y techo plano. A techo, presentan una costra verde carbonática. Diques verticales de carbonato secundario.

- **10:** 0,5 m de lutitas rojas arenosas.

- **11:** 0,2 m de cuarzoarenitas naranjas, grises en corte fresco, de grano fino, muy cementadas. Base cóncava y techo plano. A techo, presentan una costra ferruginosa y nódulos de Fe.

- **12:** 0,3 m de lutitas rojas.

- **13:** 0,65 m de cuarzoarenitas rojas, grises en corte fresco,

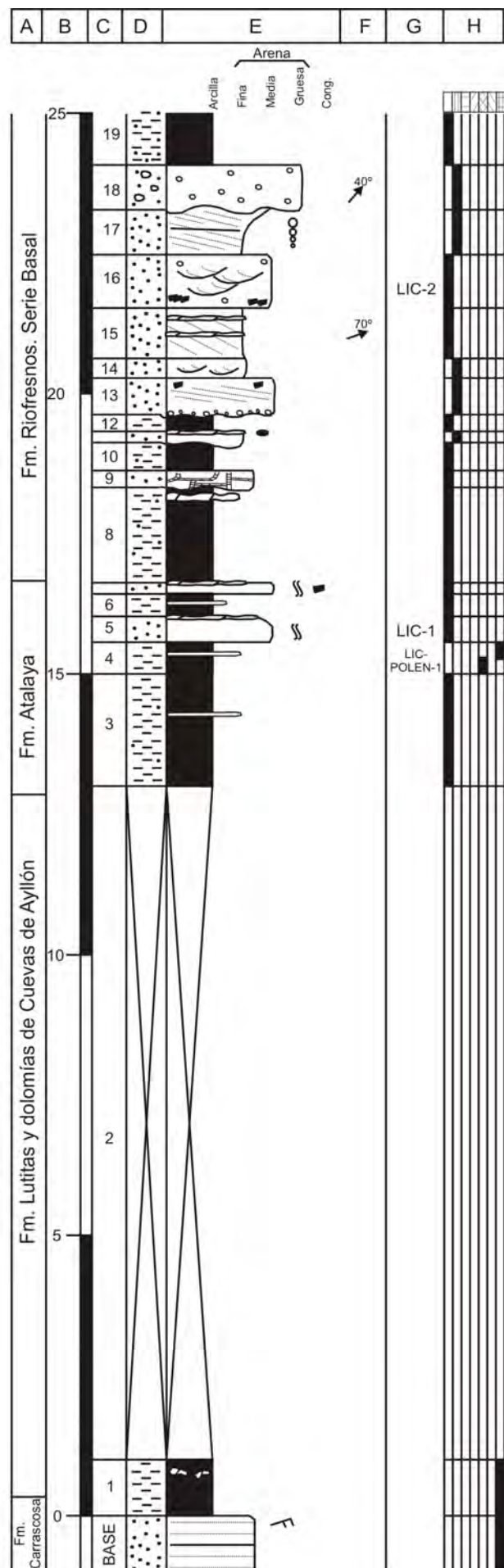


Fig. A1.-21a. Columna Licerias.

de grano medio. Presentan base erosiva con un lag de cantos de cuarcita. Presentan cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada planar en un set decimétrico.

- **14:** 0,35 m de arcosas naranjas, ocre en corte fresco, de grano fino, con cemento carbonático. Presentan estratificación cruzada de surco en varios sets.

- **15:** 0,9 m de subarcosas rojas, de grano fino. Presentan costras carbonáticas a lo largo del tramo. Estratificación cruzada planar en un único set. Paleocorrientes: N70°E.

- **16:** 0,95 m de arcosas rojas de grano medio. Abundantes zonas de acumulación de cantos blandos milimétricos (5 mm máximo). Algunos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en varios sets de unos 15 cm. Muestras: LIC-2.

- **17:** 0,8 m de arcosas, naranjas a base y ocre a techo, granocrecientes, de grano fino a medio. El tramo se encuentra cementado por carbonato, más abundante a base que a techo. Presentan estratificación cruzada planar.

- **18:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano grueso, con cemento carbonático. Presentan cantos dispersos de cuarzo y cuarcita de hasta 4 cm, con orientaciones de N40°E. La base es erosiva sobre el tramo anterior.

- **19:** 1,0 m de lutitas, rojas a base y grises a techo, arenosas sobre todo a base. Aspecto lajoso.

- **20:** 0,56 m de arcosas rojas, ocre en corte fresco, de grano fino, cementadas. Presentan base plana y techo cóncavo.

- **21:** 0,1 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino. Base plana y techo cóncavo.

- **22:** 0,1 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino. Presentan base plana y techo cóncavo. Cantos dispersos de cuarcita de hasta 3 cm y una costra gris carbonática, a techo. Laminación paralela.

- **23:** 0,2 m de arcosas naranjas, ocre en corte fresco, de grano medio. Presentan base plana y techo cóncavo. Estratificación cruzada planar.

- **24:** 0,55 m de alternancia de areniscas y lutitas. Las lutitas son rojas, lajosas y con zonas arenosas de grano fino, sobre todo a base. Las areniscas son arcosas, ocre, de grano medio a fino, en tres niveles. Estos niveles son estrato y granodecrecientes. Todos presentan laminación paralela y bioturbación.

- **25:** 1,0 m de arcosas naranjas, ocre en corte fresco, de grano medio, con cemento carbonático. Base erosiva con pseudomorfo de halita. Laminación paralela muy bien definida.

- **26:** 1,55 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso, cementadas. Cantos dispersos de cuarcita y cuarzo de

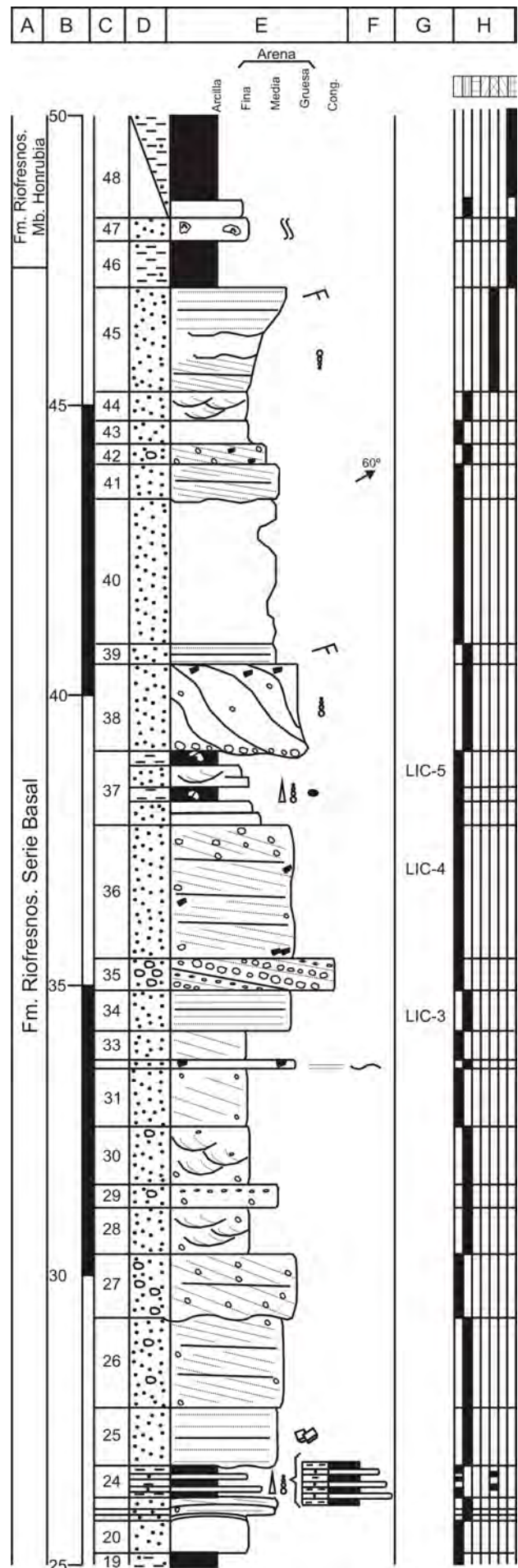


Fig. A1.-21b. Columna Liceras.

hasta 2 cm. Estratificación cruzada planar.

- **27:** 1,1 m de arcosas rojas, de grano grueso. Cantos dispersos de hasta 5 cm de cuarcita, dispuestos según los *foresets* de la estratificación cruzada planar de gran ángulo en todo el tramo.

- **28:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano medio. Estratificación cruzada de surco en *sets* de unos 15 cm. Cantos dispersos de cuarcita.

- **29:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Abundantes cantos dispersos de cuarzo y cuarcita, de entre 2 y 5 cm. A techo, estos cantos se presentan en niveles.

- **30:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita de menos tamaño a techo (1,5 cm) que a base (3 cm). Presentan estratificación cruzada de surco, en *sets* de unos 20 cm a base a 10 cm a techo.

- **31:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano medio. Algunos cantos dispersos de cuarzo de menos de 2,5 cm. Estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **32:** 0,15 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Abundantes cantos blandos. Superficies internas erosivas. Laminación paralela.

- **33:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada planar en un único *set*.

- **34:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Laminación paralela. Muestras: LIC-3.

- **35:** 0,55 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita y cuarzo. La matriz es de arcosas de grano grueso. Estratificación cruzada planar difusa.

- **36:** 2,3 m de arcosas rojas, de grano grueso-medio. Presentan estratificación cruzada planar en varios *sets* decimétricos. Abundantes cantos de cuarcita en las láminas de *foreset* a techo del tramo. Todo el tramo presenta cantos blandos. Muestras: LIC-4.

- **37:** 1,27 m de alternancia de areniscas y lutitas arenosas. Las areniscas son arcosas, de grano fino a muy fino. El tramo se divide en dos secuencias estrato y granodecrecientes. Nódulos de óxidos de Fe y carbonato. Estratificación cruzada de surco en los niveles de areniscas. Muestras: LIC-5.

- **38:** 1,5 m de arcosas naranjas, granodecrecientes, de grano grueso a medio, con cemento carbonático. Base irregular con un lag de cuarcita y cantos dispersos de hasta 5 cm, siguiendo la estratificación epsilon. Cantos blandos por todo el tramo, que aumentan hacia techo. Superficies internas de erosión.

- **39:** 0,35 m de arcosas naranjas, de grano medio, con cemento carbonático. Laminación paralela y *ripples* a techo.

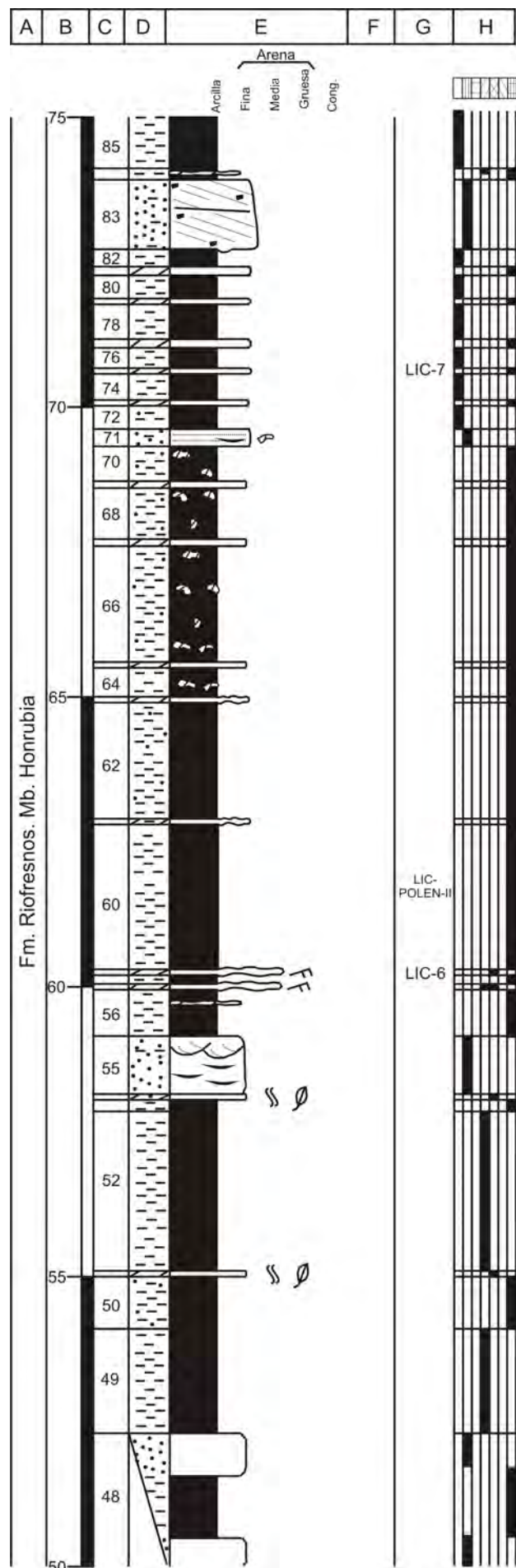


Fig. A1.-21c. Continuación C. Liceras.

- **40:** 2,5 m de arcosas rosas, de grano medio, poco cementadas. Niveles de arcosas grises, de grano fino.
- **41:** 0,6 m de arcosas rojas, de grano medio. Base irregular. Estratificación cruzada planar muy bien definida. Paleocorrientes: N60°E.
- **42:** 0,35 m de arcosas naranjas, de grano medio. Cantos de cuarcita de hasta 6 cm según la estratificación cruzada planar. Cantos blandos de hasta de 2 cm.
- **43:** 0,4 m de arcosas rosas, de grano fino, muy poco cementadas.
- **44:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco.
- **45:** 1,8 m de arcosas ocre, granocrecientes, de grano fino a medio-grueso. Superficies internas erosivas. Estratificación cruzada planar a base. Laminación paralela y *ripples* a techo.
- **46:** 0,8 m de lutitas grises arenosas.
- **47:** 0,4 m de arcosas blancas, de grano fino, con cemento carbonático. Niveles de yeso. Bioturbación a techo.
- **48:** 4,0 m semicubierto. Arenas y lutitas. Las arenas son arcosas naranjas, de grano fino. Las lutitas son arenosas, grises y lajosas.
- **49:** 1,8 m de lutitas marrones, muy compactas.
- **50:** 0,9 m de lutitas grises, muy compactas.
- **51:** 0,1 m de dolomías arenosas amarillas, de grano fino. Presentan bioturbación y restos vegetales.
- **52:** 2,75 m de lutitas marrones, muy compactas.
- **53:** 0,2 m de lutitas grises, muy compactas.
- **54:** 0,1 m de dolomías arenosas amarillas, de grano fino. Presentan bioturbación y restos vegetales.
- **55:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan niveles arcillosos grises lajosos. A techo, estratificación cruzada de surco en *sets* de 10 cm.
- **56:** 0,9 m de lutitas grises y negras. A techo, costras carbonáticas, lajosas.
- **57:** 0,1 m de costras dolomíticas amarillas, recristalizadas. *Ripples* a techo.
- **58:** 0,15 m de lutitas grises, muy lajosas.
- **59:** 0,1 m de costras dolomíticas amarillas, recristalizadas. *Ripples* a techo. Muestras: LIC-6.

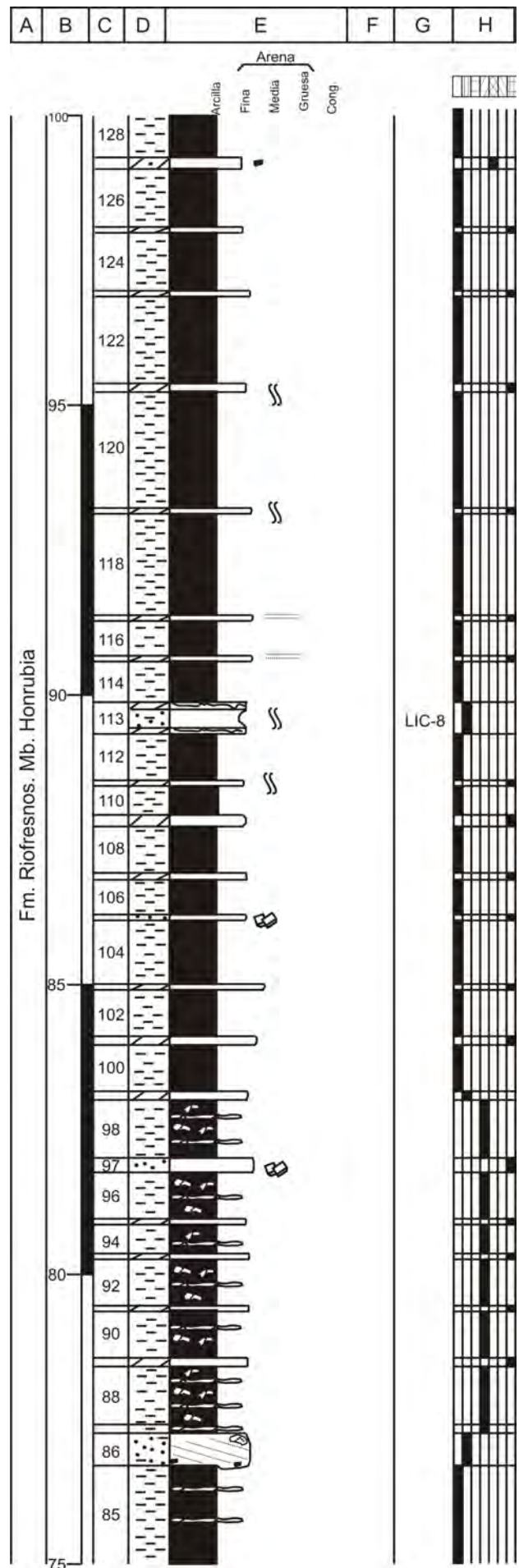


Fig. A1.-21d. Continuación C. Liceras.

- **60:** 2,5 m de lutitas grises y negras arenosas. Muestras: LIC-POLEN-II.
- **61:** 0,1 m de costras dolomíticas grises, recristalizadas, con arcillas grises.
- **62:** 2,0 m de lutitas grises y negras, arenosas.
- **63:** 0,1 m de costras dolomíticas grises recristalizadas.
- **64:** 0,5 m de lutitas grises y negras, arenosas, con nódulos carbonáticos.
- **65:** 0,1 m de dolomías grises recristalizadas.
- **66:** 2,0 m de lutitas grises y negras, arenosas, con nódulos carbonáticos.
- **67:** 0,12 m de dolomías grises, recristalizadas.
- **68:** 0,88 m de lutitas grises y negras, arenosas, con nódulos carbonáticos.
- **69:** 0,12 m de dolomías grises, recristalizadas.
- **70:** 0,6 m de lutitas grises y negras, arenosas, con nódulos carbonáticos.
- **71:** 0,3 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan laminación paralela. Niveles de lutitas y carbonatos.
- **72:** 0,4 m de lutitas rojas.
- **73:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas.
- **74:** 0,45 m de lutitas rojas.
- **75:** 0,1 m de dolomías grises, de grano fino. Muestras: LIC-7.
- **76:** 0,35 m de lutitas rojas.
- **77:** 0,15 m de dolomías grises, de grano fino.
- **78:** 0,6 m de lutitas rojas.
- **79:** 0,1 m de dolomías grises, de grano fino.
- **80:** 0,4 m de lutitas rojas.
- **81:** 0,12 m de dolomías grises, de grano fino.
- **82:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **83:** 1,2 m de arcosas naranjas, de grano fino. Presentan cantos blandos rojos y grises decimétricos. Estratificación cruzada planar.
- **84:** 0,2 m de lutitas negras y grises a techo, lajosas. Presentan niveles de costras carbonatadas.

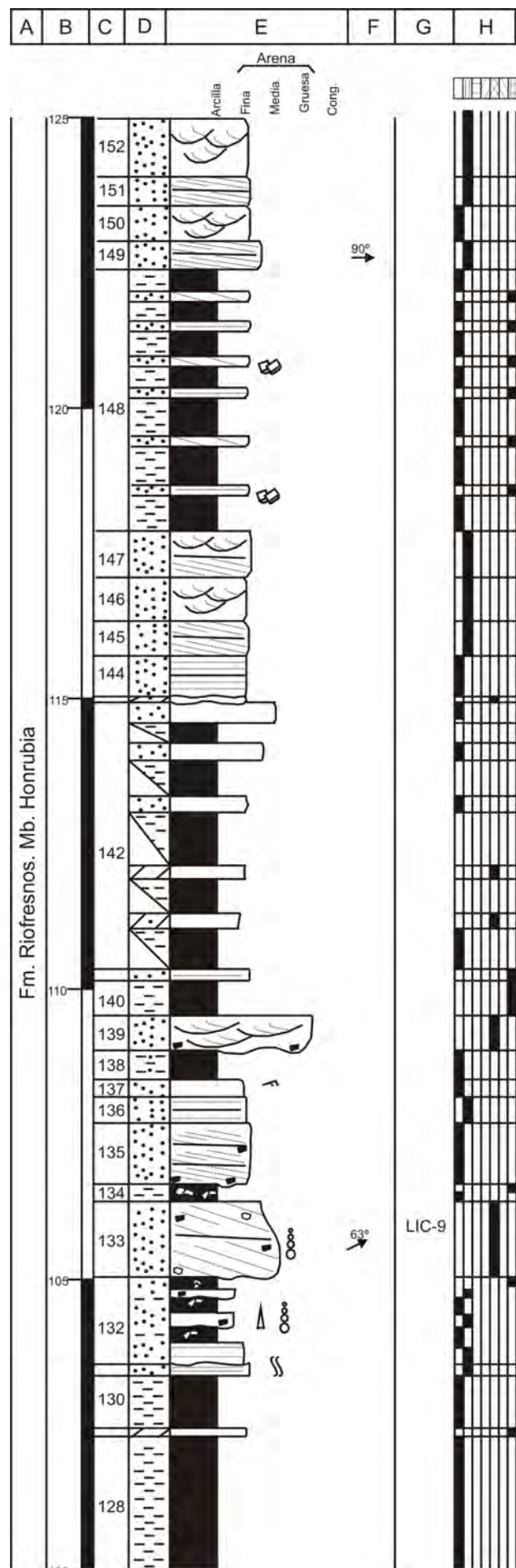


Fig. A1.-21e. Continuación C. Liceras.

- **85:** 2,6 m de lutitas rojas, lajosas. Presentan niveles de costras carbonatadas.

- **86:** 0,55 m de arcosas naranjas, de grano fino. Presentan cantos blandos rojos y grises decimétricos. Estratificación cruzada planar. Posibles cristales de yeso a techo.

- **87:** 0,15 m de lutitas negras, lajosas. Presentan niveles de costras carbonatadas.

- **88:** 1,0 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos y costras de yesos.

- **89:** 0,15 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **90:** 0,8 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos y costras de yesos.

- **91:** 0,1 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **92:** 0,8 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos y costras de yesos.

- **93:** 0,1 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **94:** 0,5 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos y costras de yesos.

- **95:** 0,1 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **96:** 0,8 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos y costras de yesos.

- **97:** 0,25 m de arcosas naranjas, de grano fino, con pseudomorfos de yesos.

- **98:** 1,0 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos y costras de yesos.

- **99:** 0,12 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **100:** 0,8 m de lutitas rojas.

- **101:** 0,15 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **102:** 0,8 m de lutitas rojas.

- **103:** 0,1 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **104:** 1,1 m de lutitas rojas.

- **105:** 0,1 m de arcosas naranjas, de grano fino, con pseudomorfos de yesos.

- **106:** 0,6 m de lutitas rojas.

- **107:** 0,12 m de dolomías grises, recrystalizadas.

- **108:** 0,8 m de lutitas rojas.

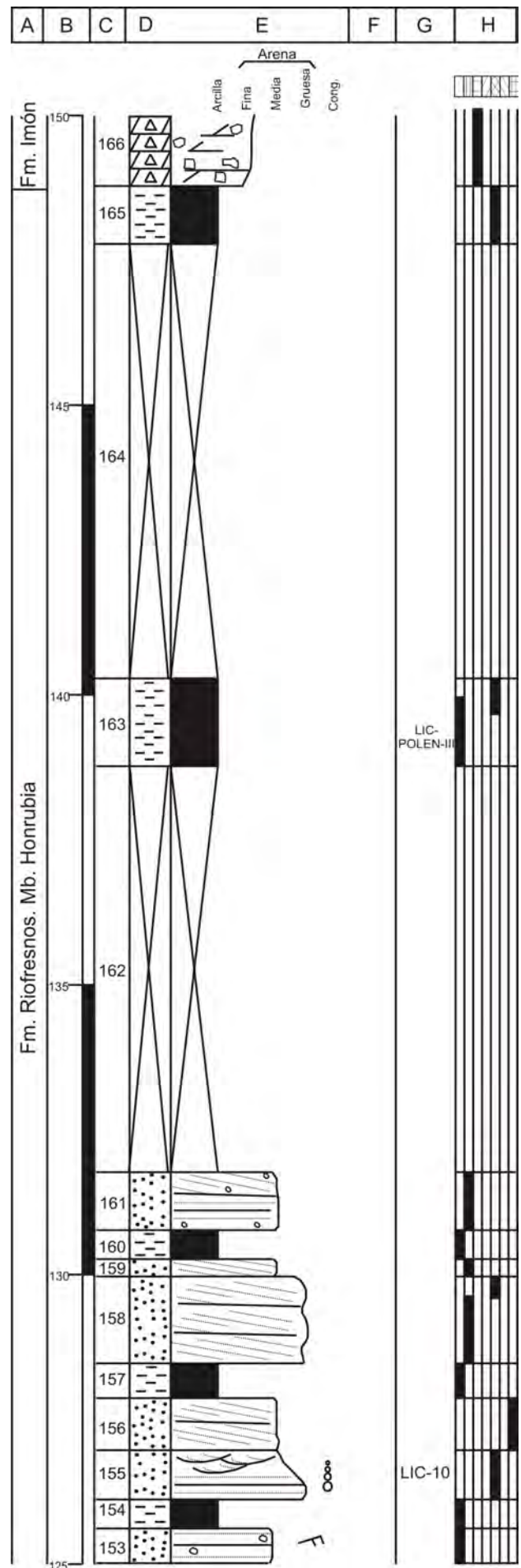


Fig. A1.-21f. Continuación C. Liceras.

- **109:** 0,1 m de dolomías grises recristalizadas.
- **110:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **111:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas con bioturbación.
- **112:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **113:** 0,55 m de arcosas naranjas, de grano fino-medio. Costras dolomíticas grises a base y a techo Bioturbación. Muestras: LIC-8.
- **114:** 0,9 m de lutitas rojas.
- **115:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas, con cierta laminación.
- **116:** 0,6 m de lutitas rojas.
- **117:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas, con cierta laminación.
- **118:** 1,75 m de lutitas rojas.
- **119:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas, con bioturbación.
- **120:** 2,0 m de lutitas rojas.
- **121:** 0,15 m de dolomías grises, recristalizadas, con bioturbación.
- **122:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **123:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas.
- **124:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **125:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas.
- **126:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **127:** 0,2 m de dolomías arenosas amarillas, de grano fino, con cantos blandos.
- **128:** 3,0 m de lutitas rojas.
- **129:** 0,15 m de dolomías grises, recristalizadas.
- **130:** 0,9 m de lutitas rojas.
- **131:** 0,2 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino, lajosas. Presentan laminación paralela y bioturbación.
- **132:** 1,5 m de alternancia de areniscas naranjas y lutitas rojas y grises. Con secuencias estrato y granodecrecientes. Las areniscas son arcosas de grano fino. Base erosiva. Costras de yeso y carbonato. Cantos blandos, laminación paralela.
- **133:** 1,3 m de cuarzoarenitas ocre, de grano medio a medio-fino, con cemento carbonático. Cantos blandos grises y cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N63°E. Muestras: LIC-9.
- **134:** 0,3 m de lutitas rojas y blancas, con nódulos carbonáticos.
- **135:** 1,05 m de arcosas rosas, de grano fino, poco cementadas. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo, en varios *sets* decimétricos. Escasos cantos blandos.
- **136:** 0,45 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan laminación paralela.
- **137:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano fino. *Ripples* a techo.
- **138:** 0,5 m de lutitas rojas algo arenosas.
- **139:** 0,6 m de arcosas ocre, granocrecientes, de grano medio a grueso, con cemento carbonático. Base irregular. Estratificación cruzada de surco. Escasos cantos blandos.
- **140:** 0,6 m de lutitas rojas algo arenosas.
- **141:** 0,2 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, con cemento carbonático. Presentan laminación paralela.
- **142:** 4,6 m semicubierto. Lutitas con, de base a techo: 1: dolomía muy arenosa de grano medio; 2- costra dolomítica; 3- areniscas rojas de grano fino de cuarzo y 4- areniscas naranjas de grano medio de cuarzo.
- **143:** 0,1 m de dolomías ocre, arenosas, con niveles recristalizados. Base irregular.
- **144:** 0,7 m de arcosas rojas, de grano fino. Laminación paralela en todo el tramo.
- **145:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano fino. Estratificación cruzada planar.
- **146:** 0,75 m de arcosas naranjas, de grano fino. Estratificación cruzada de surco.
- **147:** 0,8 m de arcosas naranjas, de grano fino. Estratificación cruzada planar en un *set* de 50 cm a base y estratificación cruzada de surco en dos *sets* de 40 cm, a techo.
- **148:** 4,5 m de alternancia de areniscas y lutitas rojas y grises. Las areniscas son arcosas, de grano fino. Presentan estratificación cruzada planar y laminación paralela. Algunos cristales de yeso dispersos.
- **149:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N90°E.
- **150:** 0,6 m de arcosas rojas, de grano medio, poco

cementadas. Estratificación cruzada de surco.

- **151:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar.

- **152:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 15 cm.

- **153:** 0,6 m de cuarzoarenitas rojas, de grano medio-grueso, poco cementadas. Presentan cantos dispersos de cuarcita. Laminación paralela. *Ripples* a techo.

- **154:** 0,5 m de lutitas rojas.

- **155:** 0,85 m de cuarzoarenitas ocre, granodecrecientes, de grano grueso a medio, poco cementadas. Presentan laminación paralela a base y varios *sets* de unos 20cm. de estratificación cruzada de surco. Muestras: LIC-10.

- **156:** 0,9 m de arcosas grises, de grano medio poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar.

- **157:** 0,6 m de lutitas rojas.

- **158:** 1,5 m de arcosas, naranjas y ocre, de grano grueso. Presentan estratificación cruzada planar, que se divide en varios *sets* decimétricos. Cantos dispersos de cuarcita.

- **159:** 0,3 m de arcosas naranjas, de grano medio. Estratificación cruzada planar muy bien definida.

- **160:** 0,5 m de lutitas rojas arenosas.

- **161:** 1,0 m de arcosas naranjas, de grano medio. Laminación paralela a base y estratificación cruzada planar a techo. Cantos dispersos de cuarcita.

- **162:** 7,0 m cubierto.

- **163:** 1,5 m de lutitas rojas y ocre. Muestras: LI-POLEN-III.

- **164:** 7,5 m cubierto.

- **165:** 1,0 m de lutitas amarillas.

- **166:** 1,5 m de brechas carbonáticas recristalizadas.

- **Techo:** Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

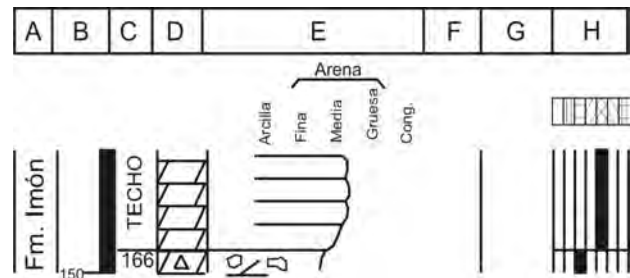


Fig. A1.-21g. Continuación C. Liceras.

18. COLUMNA DE MONTEJO DE TIERMES

Hoja: 404 (Ayllón) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: La columna comienza a 150 m al W del pueblo de Montejo de Tiermes por el camino que llega a Licerias. La parte superior de la serie discurre por la carretera SO que va hacia San Esteban de Gormaz.

Espesor total: 155 m.

Dirección y buzamiento: N60°E/17°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 482723,48

Y: 4579884,34

Techo: X: 484064,90

Y: 4580267,45

- **Base:** Cuarzoarenitas blancas, de grano medio a fino, poco cementadas. Presentan laminación paralela a base y *ripples* a techo.

- **1:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **2:** 12,0 m cubierto.

- **3:** 2,0 m de lutitas rojas, de aspecto lajoso.

- **4:** 0,2 m de arcosas rojas, grises en corte fresco, de grano fino. Presentan base erosiva. Bioturbación y costras dolomíticas a techo.

- **5:** 1,0 m de lutitas rojas que pasan a ocre a techo.

- **6:** 0,75 m de cuarzoarenitas naranjas, ocre en corte fresco, granodecrecientes, de grano grueso a lutitas, cementadas. Presentan estratificación cruzada de surco. Nódulos de Fe.

- **7:** 0,8 m de cuarzoarenitas naranjas, ocre en corte fresco, de grano medio, muy cementadas. Presentan laminación paralela y cantos de cuarcita dispersos.

- **8:** 0,7 m de arcosas rosas, de grano fino, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar. Muestras: MT-1.

- **9:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan laminación paralela.

- **10:** 0,7 m de arcosas rojas, de grano fino-medio, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada de surco. Paleocorrientes: N90°E.

- **11:** 0,95 m de arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas. Presentan laminación paralela que pasa a estratificación cruzada planar. Cantos de cuarcita dispersos.

- **12:** 0,65 m de arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar.

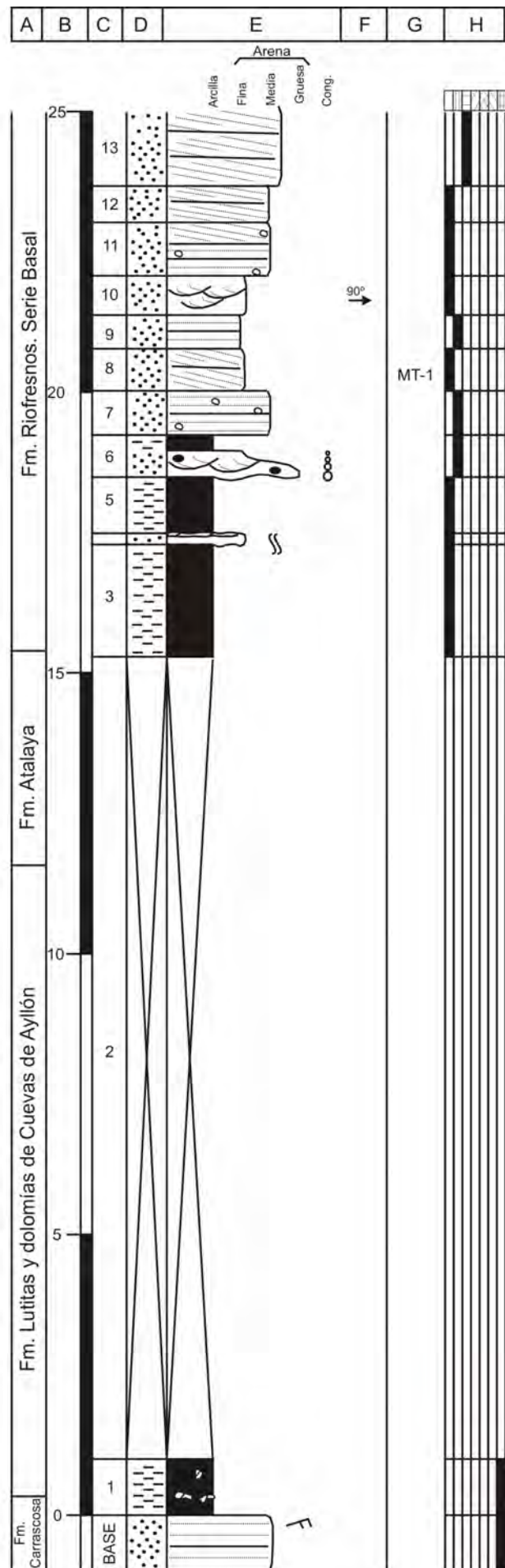


Fig. A1.-22a. Columna de Montejo de Tiermes.

- **13:** 1,6 m de arcosas moradas, de grano medio-grueso. Estratificación cruzada planar en varios *sets* decimétricos.
- **14:** 0,7 m de conglomerados arenosos, de cuarzo y cuarcita. Matriz arcósica de grano grueso. Base erosiva. Presentan estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N80°E.
- **15:** 0,55 m de arcosas rojas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita y cantos blandos. Presentan estratificación cruzada planar bien definida. Niveles milimétricos de carbonato.
- **16:** 1,7 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Presentan laminación paralela bien definida. Cantos de cuarcita dispersos de no más de 3 cm. Muestras: MT-2.
- **17:** 0,85 m de conglomerados arenosos naranjas, de cantos de cuarzo, cuarcita y algún canto de feldespatos. La matriz está constituida por arcosas de grano grueso. Estratificación cruzada planar difusa. Base erosiva. Paleocorrientes: N75°E.
- **18:** 0,8 m de areniscas arcósicas rojas de grano medio-grueso. Presentan estratificación cruzada planar a base. Cantos dispersos de cuarcita.
- **19:** 2,0 m de arcosas naranjas, de grano grueso. Presentan estratificación epsilon. Cantos dispersos.
- **20:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano medio. Presentan laminación paralela. *Ripples* a techo.
- **21:** 3,0 m de arcosas naranjas y ocre, de grano medio, poco cementadas. Presentan niveles de areniscas ocre de grano fino.
- **22:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada planar en un *set* de unos 50cm. *Ripples* a techo. Muestras: MT-3.
- **23:** 1,8 m de arcosas ocre, granocrecientes, de grano fino a medio. Presentan superficies internas erosivas. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 20 cm. que pasa a laminación paralela. *Ripples* a techo.
- **24:** 0,8 m de lutitas rojas, que pasan a grises a techo.
- **25:** 0,3 m de arcosas naranjas, de grano fino, con cemento carbonático. Niveles milimétricos de yeso y carbonato. Bioturbación.
- **26:** 0,5 m de lutitas rojas, que pasan a grises a techo.
- **27:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino, con cemento carbonático. Bioturbación y venas de yeso y carbonato.
- **28:** 10,0 m cubierto.
- **29:** 0,9 m de lutitas grises compactas con restos vegetales.

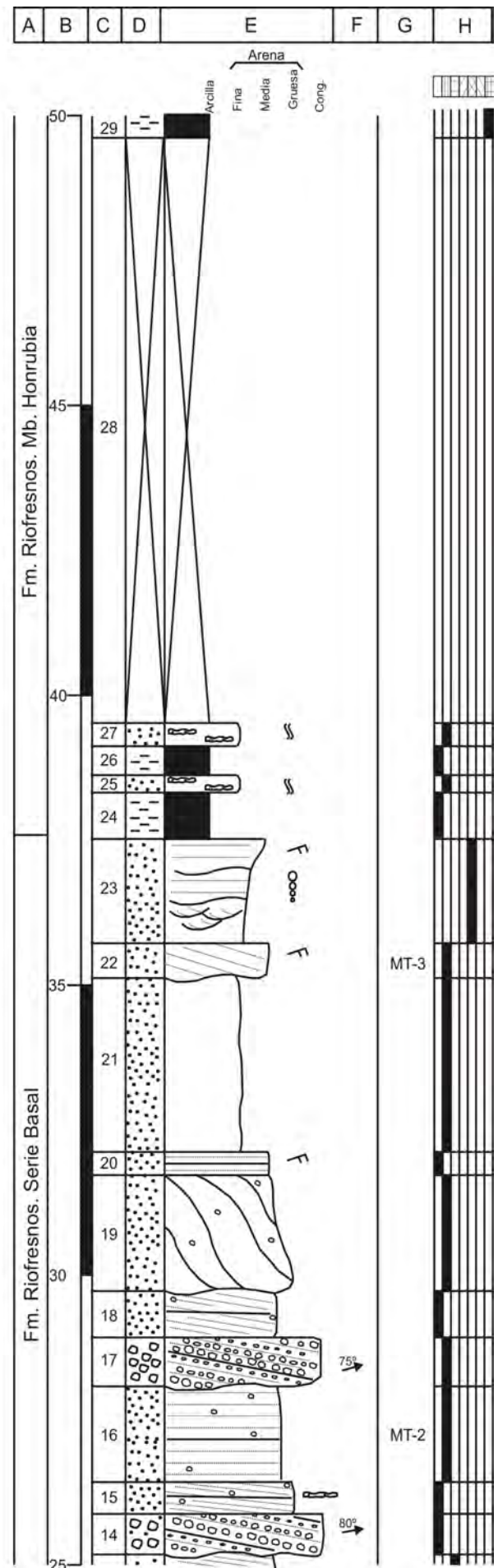


Fig. A1.-22b. Continuación C. de Montejo de Tiermes.

- **30**: 0,18 m de dolomías ocre, de grano fino. Bioturbación y con grietas de retracción a techo.
- **31**: 6,8 m. Semicubierto. Alternancia de lutitas grises con nódulos carbonáticos y costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **32**: 0,3 m de dolomías ocre, de grano fino. Bioturbación. Muestras: MT-4.
- **33**: 4,5 m de lutitas rojas.
- **34**: 0,15 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- **35**: 1,0 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **36**: 0,25 m de dolomías ocre, de grano fino. Bioturbación.
- **37**: 2,0 m de lutitas rojas.
- **38**: 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino. Bioturbación.
- **39**: 3,5 m de lutitas rojas, con nódulos y costras carbonáticas.
- **40**: 1,3 m de lutitas rojas.
- **41**: 0,2 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- **42**: 0,5 m de lutitas rojas.
- **43**: 0,15 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- **44**: 0,6 m de lutitas rojas.
- **45**: 0,1 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- **46**: 0,4 m de lutitas rojas. Muestras: MT-5.
- **47**: 0,3 m de arcosas naranjas, de grano medio.
- **48**: 0,8 m de lutitas rojas.
- **49**: 0,15 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- **50**: 1,0 m de lutitas rojas.
- **51**: 0,1 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- **52**: 1,5 m de lutitas rojas.
- **53**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano fino.

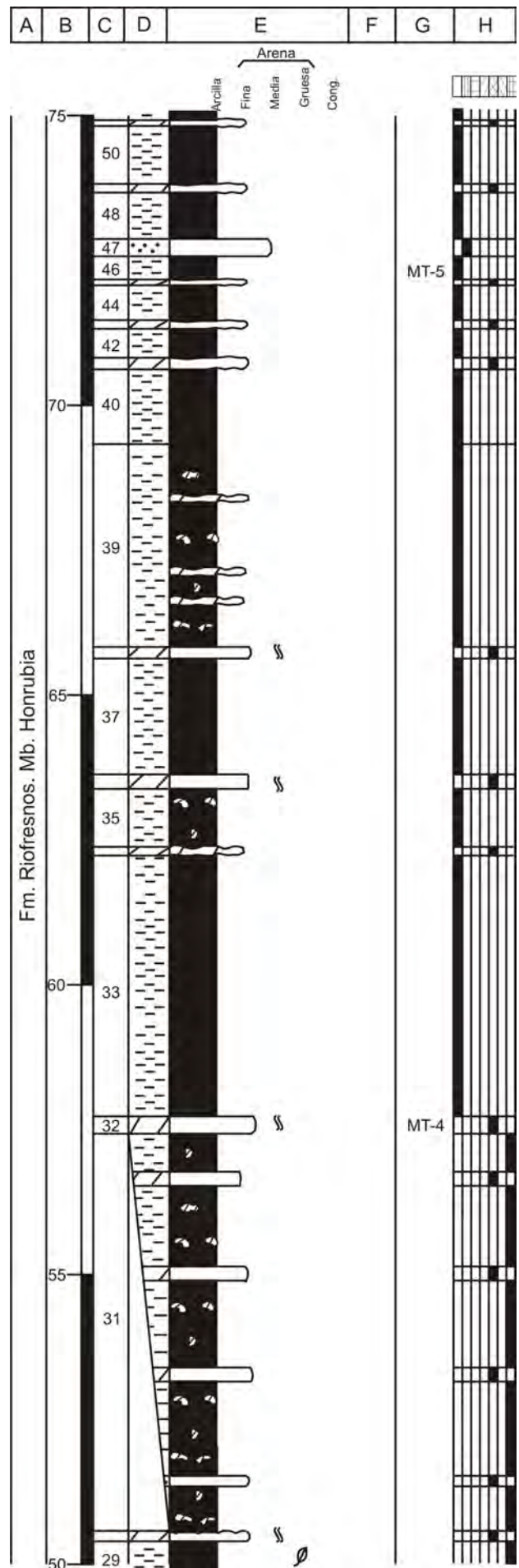


Fig. A1.-22c. Continuación C. de Montejo de Tiermes.

- 54: 0,1 m de lutitas grises muy compactas.
- 55: 0,1 m de arcosas naranjas, de grano fino.
- 56: 1,0 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- 57: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio.
- 58: 0,1 m de lutitas pardas compactas.
- 59: 0,2 m de lutitas rojas.
- 60: 0,15 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 61: 0,15 m de lutitas rojas.
- 62: 0,2 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 63: 0,3 m de lutitas rojas.
- 64: 0,15 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 65: 1,5 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- 66: 0,1 m una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 67: 0,6 m de lutitas rojas.
- 68: 0,25 m de arcosas naranjas, de grano medio.
- 69: 0,1 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 70: 0,25 m de lutitas rojas.
- 71: 0,15 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 72: 0,5 m de lutitas rojas.
- 73: 0,2 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 74: 3,0 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos. Muestras: MT-6.
- 75: 0,1 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 76: 0,5 m de lutitas rojas. Muestras: MT-7.
- 77: 0,1 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.
- 78: 0,75 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
- 79: 0,25 m de una costra dolomítica amarilla, de grano

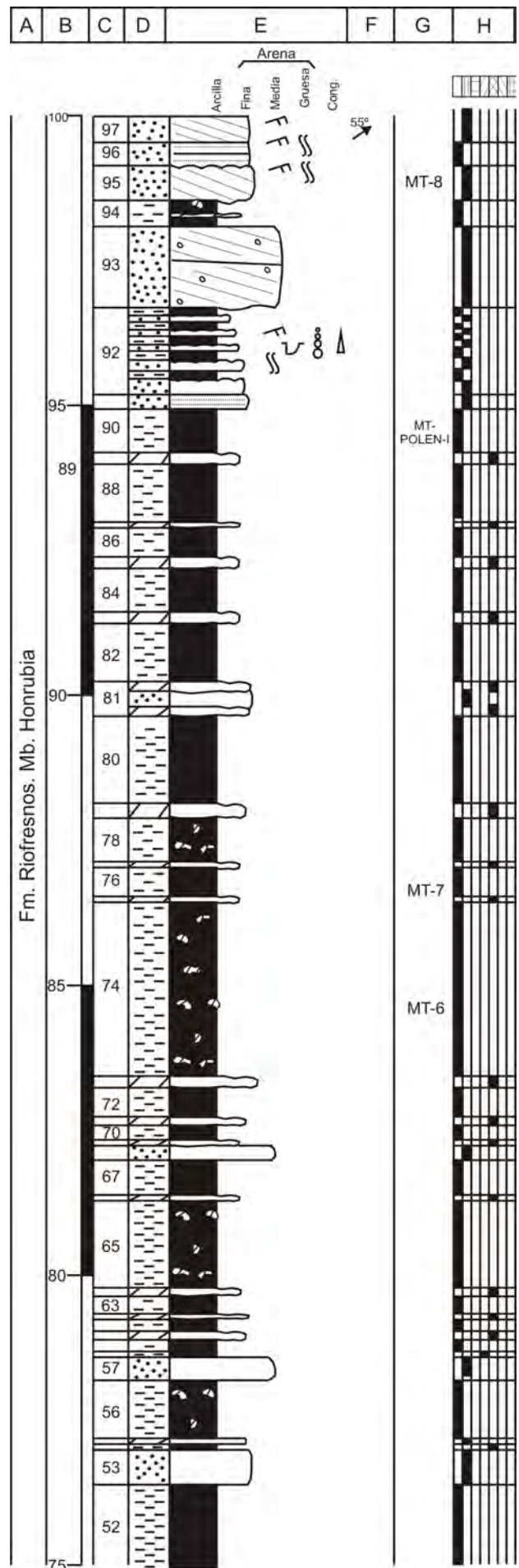


Fig. A1.-22d. Continuación C. de Montejo de Tíermes.

fino.

- **80**: 1,5 m de lutitas rojas.

- **81**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano fino. Costras dolomíticas amarillas, de grano fino, a base y techo.

- **82**: 1,0 m de lutitas rojas.

- **83**: 0,2 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.

- **84**: 0,75 m de lutitas rojas.

- **85**: 0,2 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.

- **86**: 0,5 m de lutitas rojas.

- **87**: 0,1 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.

- **88**: 1,0 m de lutitas rojas.

- **89**: 0,2 m de una costra dolomítica amarilla, de grano fino.

- **90**: 0,75 m de lutitas rojas. MT-POLEN-I.

- **91**: 0,25 m de arcosas naranjas, de grano medio-fino. Laminación paralela.

- **92**: 1,5 m de una alternancia de cinco niveles de arcosas naranjas y cuatro de lutitas rojas. Las areniscas son grano y estratodecrecientes de grano medio-fino a muy fino. Presentan bioturbación, *ripples*, flute cast y grietas de retracción a techo.

- **93**: 1,4 m de arcosas naranjas, de grano medio. Presentan una base irregular con cantos de cuarcita. Cantos blandos a techo. Estratificación cruzada planar en un set. Paleocorrientes: N110°E.

- **94**: 0,45 m de lutitas rojas con costras y nódulos carbonáticos.

- **95**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar, A techo, *ripples*, grietas de retracción y bioturbación. Muestras: MT-8.

- **96**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Presentan laminación paralela. *Ripples*, bioturbación a techo.

- **97**: 0,45 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar. *Ripples* a techo. Paleocorrientes: N55°E.

- **98**: 0,1 m de lutitas rojas arenosas.

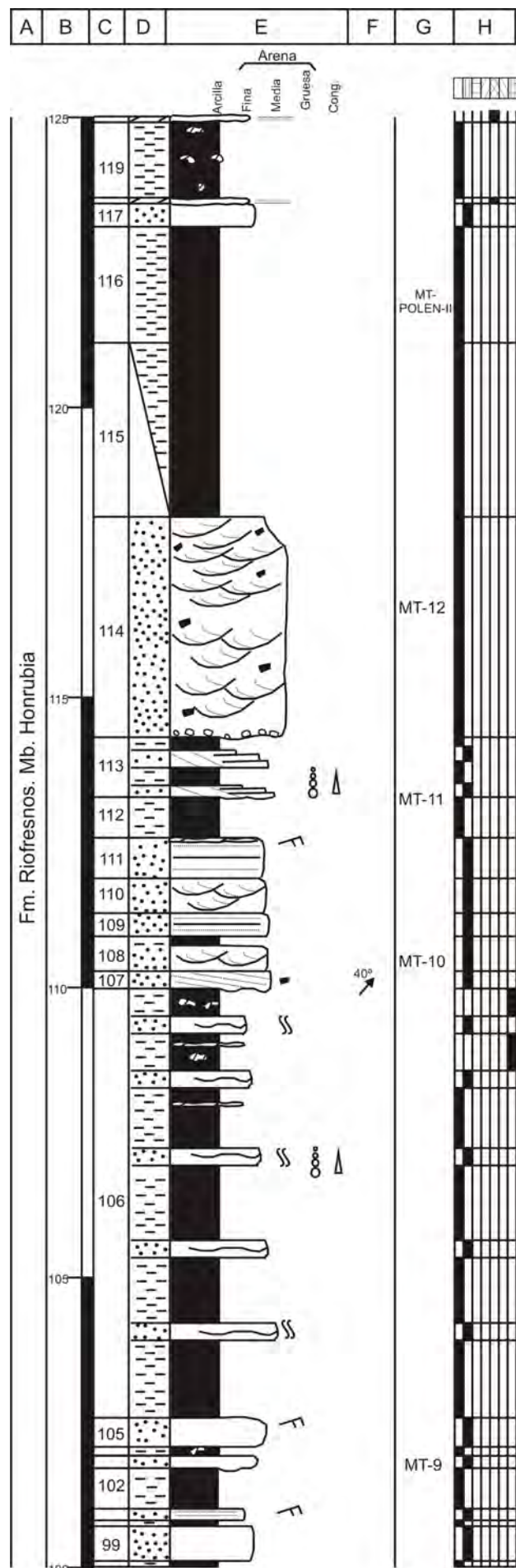


Fig. A1.-22e. Continuación C. de Montejo de Tiermes.

- **99**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio. Presentan cicatrices internas.
- **100**: 0,1 m de lutitas rojas algo arenosas.
- **101**: 0,2 m de arcosas naranjas, de grano fino. Laminación paralela. *Ripples* a techo.
- **102**: 0,7 m de lutitas rojas arenosas.
- **103**: 0,15 m de arcosas naranjas, de grano fino. La base es cóncava y el techo plano. Muestras: MT-9.
- **104**: 0,15 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
- **105**: 0,5 m de arcosas naranjas, de grano fino. Base plana y techo convexo. *Ripples* a techo.
- **106**: 7,4 m de una alternancia de lutitas rojas y ocreas, a techo, y areniscas naranjas. Las areniscas son arcosas, granodecrecientes, de grano medio a muy fino. Superficies internas erosivas. A techo, nódulos y costras carbonáticas. Bioturbación.
- **107**: 0,3 m de arcosas naranjas, de grano fino. Base irregular. Estratificación cruzada planar. Cantos blandos de hasta 2 cm. Paleocorrientes: N40°E.
- **108**: 0,6 m de arcosas naranjas de grano fino. A techo pasa a lutitas pardas. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 15 cm. Muestras: MT-10.
- **109**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino. Presentan laminación paralela.
- **110**: 0,6 m de arcosas naranjas, de grano fino. Estratificación cruzada de surco.
- **111**: 0,7 m de arcosas naranjas, de grano fino. Laminación paralela. *Ripples* y costras carbonáticas a techo.
- **112**: 0,6 m de lutitas rojas algo arenosas que pasan a ocreas a techo.
- **113**: 1,24 m de una alternancia de areniscas naranjas y lutitas rojas. Se muestran dos secuencias estrato y granodecrecientes. Las areniscas son arcosas, de grano fino, con estratificación cruzada planar. Muestras: MT-11.
- **114**: 3,8 m de arcosas rosas, de grano medio a fino. Presentan un lag de cantos de cuarcita sobre una base erosiva. Cantos blandos de gran tamaño a base (10 cm) y menores hacia techo (3 cm). La estratificación cruzada de surco esta dividida en *sets* decimétricos, de unos 25 cm a base a 15 cm a techo. Muestras: MT-12.
- **115**: 3,0 m semicubierto. Lutitas rojas.
- **116**: 2,0 m de lutitas rojas. Muestras: MT-POLEN-II.
- **117**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino. Aspecto

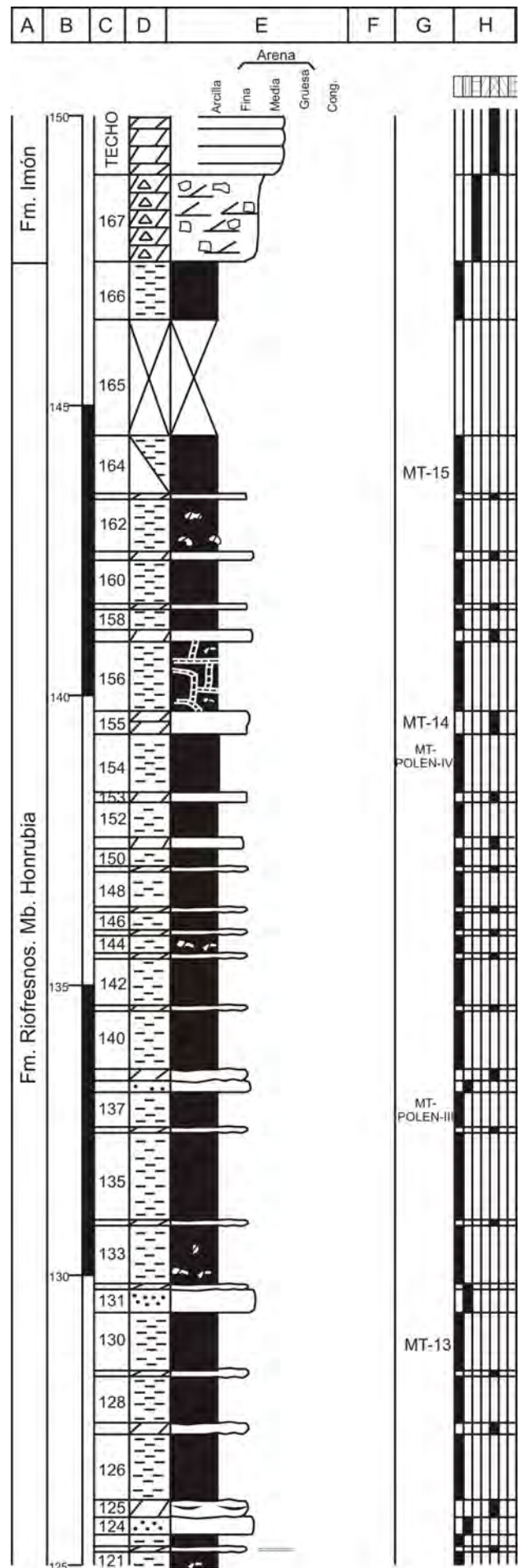


Fig. A1.-22f. Continuación C. de Montejo de Tiermes.

- hr/>
- lajoso.
- **118:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino, con laminaciones.
 - **119:** 1,3 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
 - **120:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino, con laminaciones.
 - **121:** 0,4 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
 - **122:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino, con laminaciones.
 - **123:** 0,8 m de lutitas rojas.
 - **124:** 0,3 m de arcosas naranjas, de grano fino, compuestas por cuarzo. Aspecto lajoso.
 - **125:** 0,3 m de dolomías ocre, de grano fino. Niveles de lutitas rojas.
 - **126:** 0,5 m de lutitas rojas.
 - **127:** 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **128:** 0,8 m de lutitas rojas.
 - **129:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **130:** 1,0 m de lutitas rojas. Muestras: MT-13.
 - **131:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino, compuestas por cuarzo. Aspecto lajoso.
 - **132:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **133:** 1,0 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
 - **134:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **135:** 1,5 m de lutitas rojas.
 - **136:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **137:** 0,6 m de lutitas rojas. Muestras: MT-POLEN-III.
 - **138:** 0,2 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino, lajosas.
 - **139:** 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **140:** 1,0 m de lutitas rojas.
 - **141:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **142:** 0,8 m de lutitas rojas.
 - **143:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **144:** 0,3 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
 - **145:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **146:** 0,3 m de lutitas rojas.
 - **147:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **148:** 0,6 m de lutitas rojas.
 - **149:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **150:** 0,3 m de lutitas rojas.
 - **151:** 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **152:** 0,6 m de lutitas rojas.
 - **153:** 0,3 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **154:** 1,0 m de lutitas rojas con travéculas y nódulos carbonáticos. Muestras: MT-POLEN-IV.
 - **155:** 0,4 m de dolomías ocre, de grano fino. Muestras: MT-14.
 - **156:** 0,4 m de lutitas rojas.
 - **157:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **158:** 0,35 m de lutitas rojas.
 - **159:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **160:** 0,75 m de lutitas rojas.
 - **161:** 0,15 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **162:** 0,9 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
 - **163:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
 - **164:** 1,0 m semicubierto. Lutitas rojas. Muestras: MT-15.
 - **165:** 2,0 m cubiertos.
 - **166:** 1,0 m de lutitas rojas, a base y amarillas, a techo.
 - **167:** 1,5 m de brechas carbonáticas recristalizadas.
 - **Techo:** Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

19. COLUMNA DE TORRESUSO

Hoja: 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en el camino al W de la entrada al pueblo de Torresuso.

Espesor total: 166 m.

Dirección y buzamiento: N60°E/18°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 484254,41

Y: 4578842,87

Techo: X: 484950,39

Y: 4579356,64

- **Base:** Cuarzoarenitas blancas, de grano medio a fino, poco cementadas. Presentan laminación paralela a base. *Ripples* hacia techo.

- **1:** 1,0 m de lutitas grises con nódulos carbonáticos.

- **2:** 12,0 m cubierto.

- **3:** 2,0 m de lutitas rojas, de aspecto lajoso.

- **4:** 1,0 m. cubierto.

- **5:** 1,05 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar a base.

- **6:** 1,05 m de arcosas rojas, de grano medio-fino, poco cementadas. Base erosiva. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada de surco en *sets* de 25 cm.

- **7:** 0,35m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan estratificación cruzada planar bien definida. Paleocorrientes: N80°E.

- **8:** 0,8 m de arcosas rojas, de grano medio, con cemento carbonático. Presentan algunos cantos dispersos de cuarcita de hasta 3 cm. Estratificación cruzada planar en *sets* de 20 cm. Muestras: TOR-1.

- **9:** 0,35 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso. Presentan un lag en la base erosiva de entre 1 y 5 cm. Cantos dispersos. Presentan estratificación cruzada de surco.

- **10:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano medio-grueso, cementadas. Presentan base irregular. Cantos dispersos de unos 2 cm. Laminación paralela bien definida.

- **11:** 0,35 m de arcosas naranjas, de grano medio, cementadas. Base erosiva. Estructuras de acreción lateral. Muestras: TOR-2.

- **12:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano medio, muy cementadas por carbonato. Superficies internas erosivas.

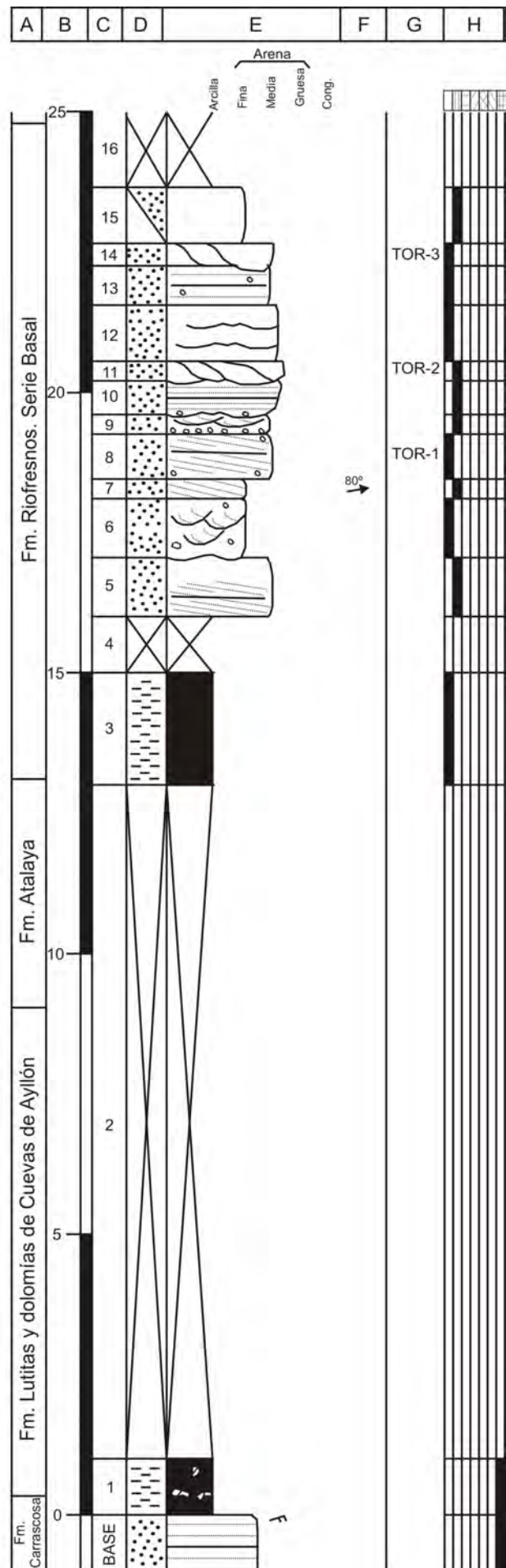


Fig. A1.-23a. Columna de Torresuso.

- **13:** 0,7 m de arcosas rojas, de grano medio-fino, con cemento carbonático. Presentan cantos dispersos de hasta 2 cm. Laminación paralela.
- **14:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano fino-medio. Base erosiva. Acreción lateral. Muestras: TOR-3.
- **15:** 1,0 m semicubierto. Arcosas naranjas de grano fino.
- **16:** 11,0 m cubierto.
- **17:** 4,0 m semicubierto. Lutitas rojas y grises muy arenosas.
- **18:** 3,5 m cubierto.
- **19:** 1,0 m de lutitas grises algo arenosas.
- **20:** 6,0 m de alternancia de lutitas grises y rojas con niveles arenosos y nódulos carbonáticos dispersos.
- **21:** 1,5 m cubierto.
- **22:** 0,7 m de lutitas grises con nódulos y costras carbonáticas.
- **23:** 0,15 m de dolomías ocre y amarillas, de grano fino. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Bioturbación.
- **24:** 0,2 m de lutitas grises y blancas, con nódulos y niveles milimétricos de costras carbonáticas.
- **25:** 0,1 m de calizas dolomíticas ocre, de grano fino.
- **26:** 1,1 m cubierto.
- **27:** 2,0 m de lutitas rojas algo arenosas, con nódulos y escasos niveles carbonáticos.
- **28:** 0,1 m de calizas ocre, de grano fino, con aspecto harinoso.
- **29:** 0,2 m de lutitas grises con enrejado de carbonatos.
- **30:** 0,15 m de una costra carbonática amarilla, de grano fino.
- **31:** 1,2 m de lutitas rojas y grises.
- **32:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **33:** 0,7 m de lutitas rojas, que pasan a grises a techo.
- **34:** 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **35:** 1,6 m de lutitas rojas.
- **36:** 0,3 m de una costra dolomítica blanca, de grano fino.
- **37:** 0,6 m de lutitas marrones algo arenosas.

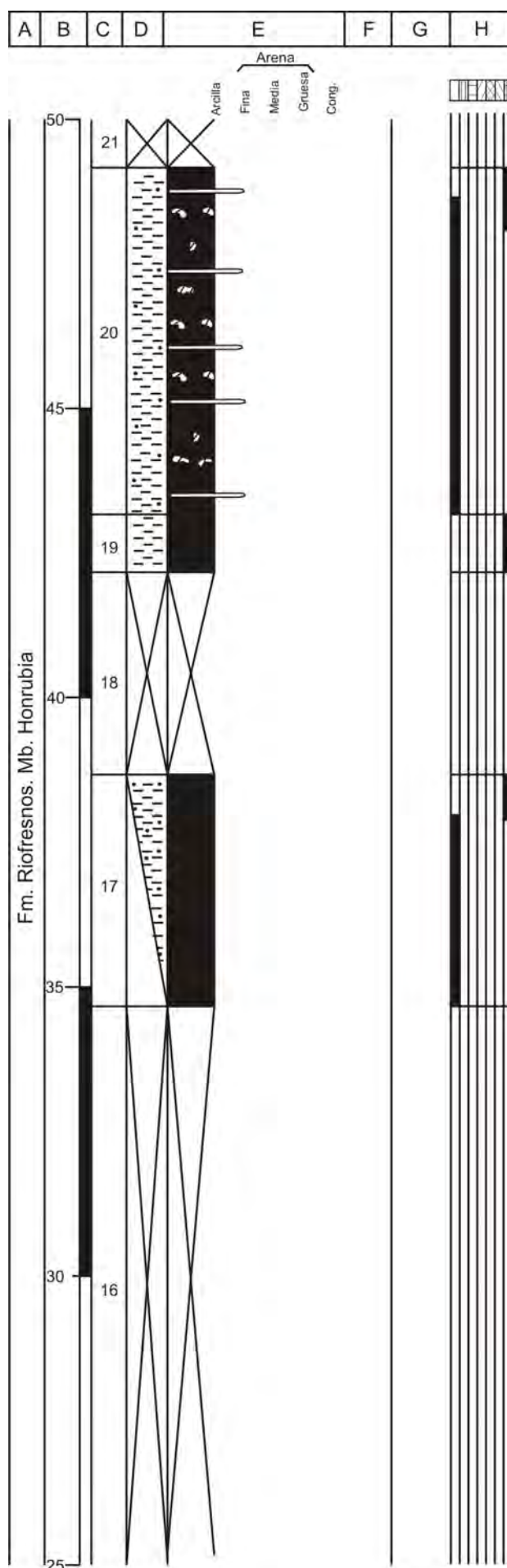


Fig. A1.-23b. Continuación C. de Torresuso.

- **38**: 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas, lajosas.
- **39**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino, Aspecto lajoso. Muestras: TOR-4.
- **40**: 0,55 m de lutitas marrones arenosas. Muestras: TOR-5.
- **41**: 0,55 m de arcosas naranjas, algo lutíticas de grano, poco cementadas.
- **42**: 0,1 m de una costra carbonática ocre, con cantos blandos grises.
- **43**: 1,0 m de lutitas marrones con abundantes costras y nódulos carbonáticos.
- **44**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **45**: 1,2 m de lutitas marrones con costras carbonáticas.
- **46**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
.
- **47**: 1,2 m de lutitas rojas arenosas.
- **48**: 0,7 m de arcosas naranjas, algo lutíticas, de grano fino, poco cementadas.
- **49**: 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino. Niveles de yesos.
- **50**: 0,45 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **51**: 0,15 m de lutitas gris oscuras más arenosas a base.
- **52**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino. Niveles de yesos.
- **53**: 0,7 m de lutitas marrones arenosas.
- **54**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino. Niveles de yesos.
- **55**: 0,4 m de lutitas marrones.
- **56**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **57**: 0,7 m de lutitas marrones, con costras y nódulos carbonáticos.
- **58**: 0,9 m de lutitas arenosas naranjas, con dolomías grises a base y a techo. Bioturbación.
- **59**: 0,6 m de lutitas marrones.
- **60**: 0,25 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **61**: 0,5 m de alternancia de lutitas color vino y costras carbonáticas. En la lutitas hay niveles milimétricos de

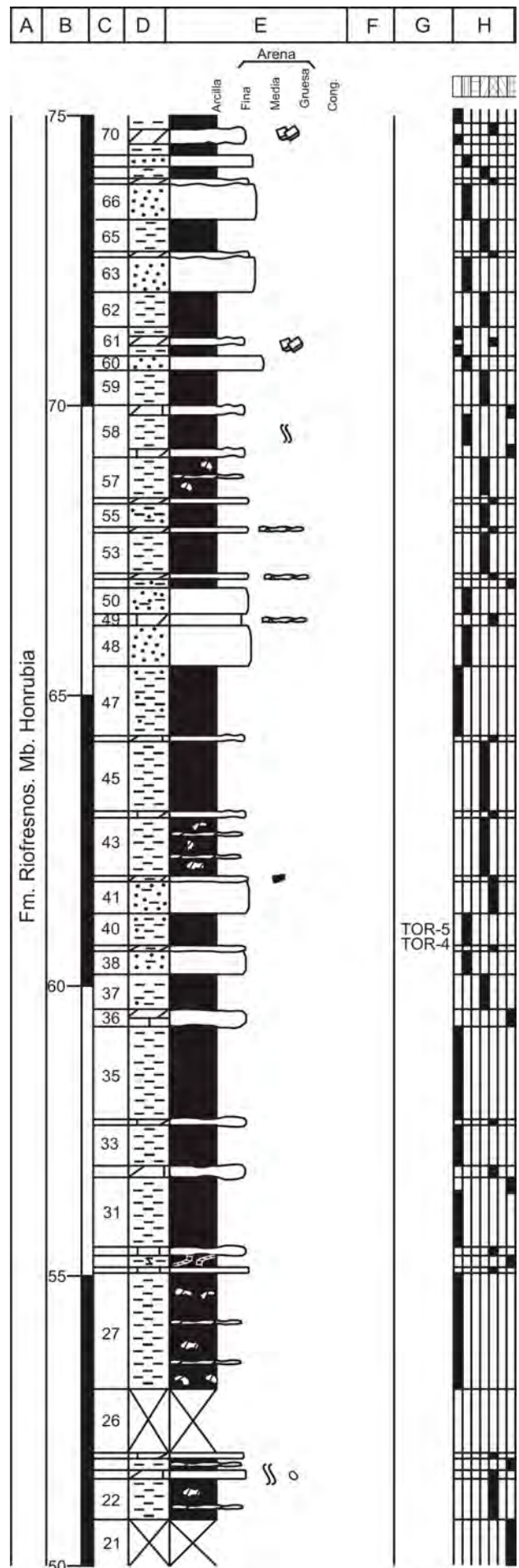


Fig. A1.-23c. Continuación C. de Torresuso.

calcita y de sales.

- **62:** 0,6 m de lutitas marrones.
- **63:** 0,6 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **64:** 0,1 m de unas costras dolomíticas ocre de grano fino.
- **65:** 0,55 m de lutitas marrones.
- **66:** 0,6 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **67:** 0,1 m de unas costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **68:** 0,2 m de lutitas marrones.
- **69:** 0,2 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **70:** 1,0 m de alternancia de lutitas color vino y costras carbonáticas. En la lutitas hay niveles milimétricos de calcita y de sales.
- **71:** 0,4 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **72:** 0,1 m de unas costras dolomíticas ocre, de grano fino. Muestras: TOR-6.
- **73:** 0,7 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos ocre.
- **74:** 0,1 m de unas costras dolomítico-margosas ocre, de grano fino.
- **75:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **76:** 0,15 m de unas costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **77:** 0,7 m de lutitas rojas.
- **78:** 0,2 m de unas costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **79:** 4,2 m de lutitas rojas con nódulos y niveles carbonáticos ocre.
- **80:** 0,12 m de unas costras dolomítico-margosas ocre, de grano fino.
- **81:** 4,0 m de lutitas rojas.
- **82:** 0,2 m de unas costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **83:** 3,0 m de lutitas rojas.
- **84:** 0,15 m de unas costras dolomítico-margosas ocre, de grano fino.

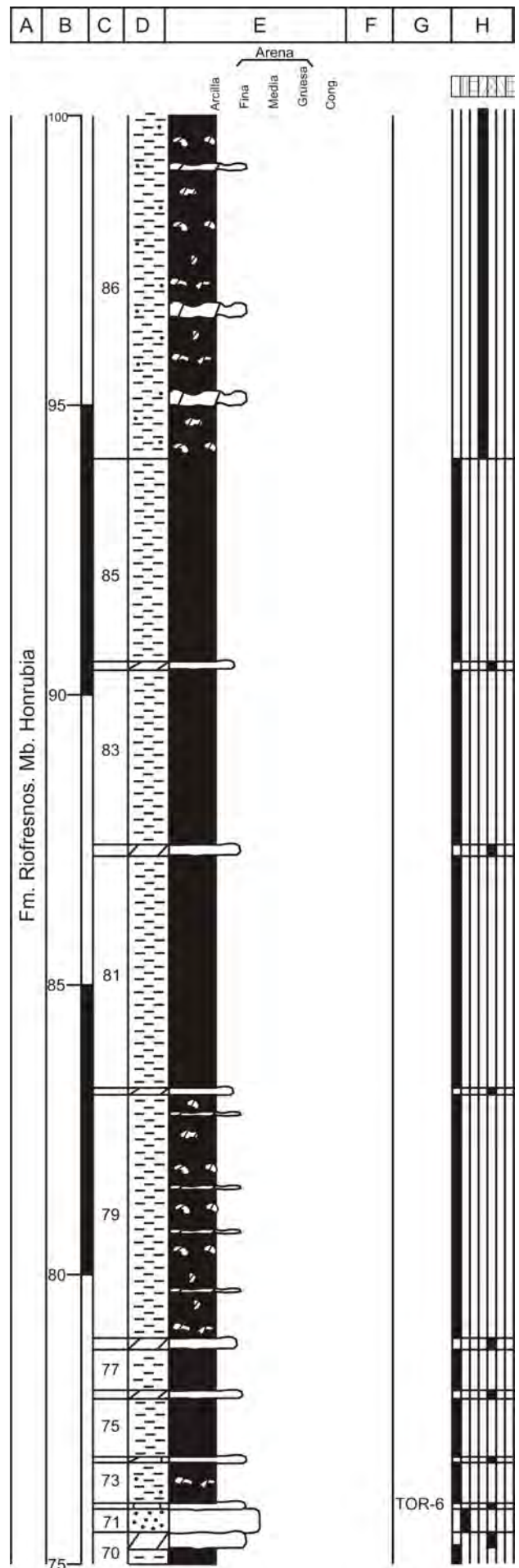


Fig. A1.-23d. Continuación C. de Torresuso.

- **103:** 0,3 m de arcosas grises, de grano fino, poco cementadas. Base irregular. Cantos blandos dispersos. Estratificación cruzada planar difusa. Muestras: TOR-8. Paleocorrientes: N80°E.

- **104:** 1,25 m de alternancia de lutitas rojas y ocre y cinco niveles de arcosas ocre, de grano fino, con niveles algo lutíticos. Las lutitas son estratocrecientes y las areniscas son estratodecrescientes a lo largo del tramo. Las areniscas presentan *ripples*, grietas de desecación y bioturbación a techo. Muestras: TR-POLEN-I.

- **105:** 0,4 m de arcosas ocre, de grano medio, muy cementadas por carbonato. Base irregular. Cantos blandos según la estratificación cruzada planar, que se divide en dos *sets* decimétricos.

- **106:** 1,5 m de arcosas rojas, de grano medio-fino. Laminación paralela bien definida. Escasos cantos de cuarcita dispersos.

- **107:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano medio-fino. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco en dos *sets* de 15 cm. Bioturbación. Muestras: TOR-9.

- **108:** 1,0 m de lutitas arenosas rojas.

- **109:** 0,2 m de arcosas naranjas, de grano fino. Bioturbación y grietas de desecación a techo.

- **110:** 2,0 m de lutitas arenosas rojas. Muestras: TOR-10.

- **111:** 0,2 m de arcosas naranjas, de grano fino. Bioturbación y grietas de desecación a techo.

- **112:** 1,0 m de lutitas arenosas rojas.

- **113:** 0,35 m de arcosas naranjas, de grano fino. Laminación paralela difusa. Grietas de desecación a techo.

- **114:** 0,3 m de lutitas rojas con costras carbonáticas en enrejado.

- **115:** 0,1 m de arcosas naranjas, de grano fino. Costras carbonáticas, grietas de desecación. Travéculas de carbonato. Bioturbación.

- **116:** 0,8 m de lutitas arenosas rojas con nódulos carbonáticos.

- **117:** 0,2 m de una costra carbonática blanca, de grano fino.

- **118:** 0,8 m de lutitas rojas con nódulos y niveles carbonáticos dispersos. Muestras: TOR-POLEN-II.

- **119:** 0,2 m de una costra carbonática blanca, de grano fino.

- **120:** 0,6 m de lutitas rojas.

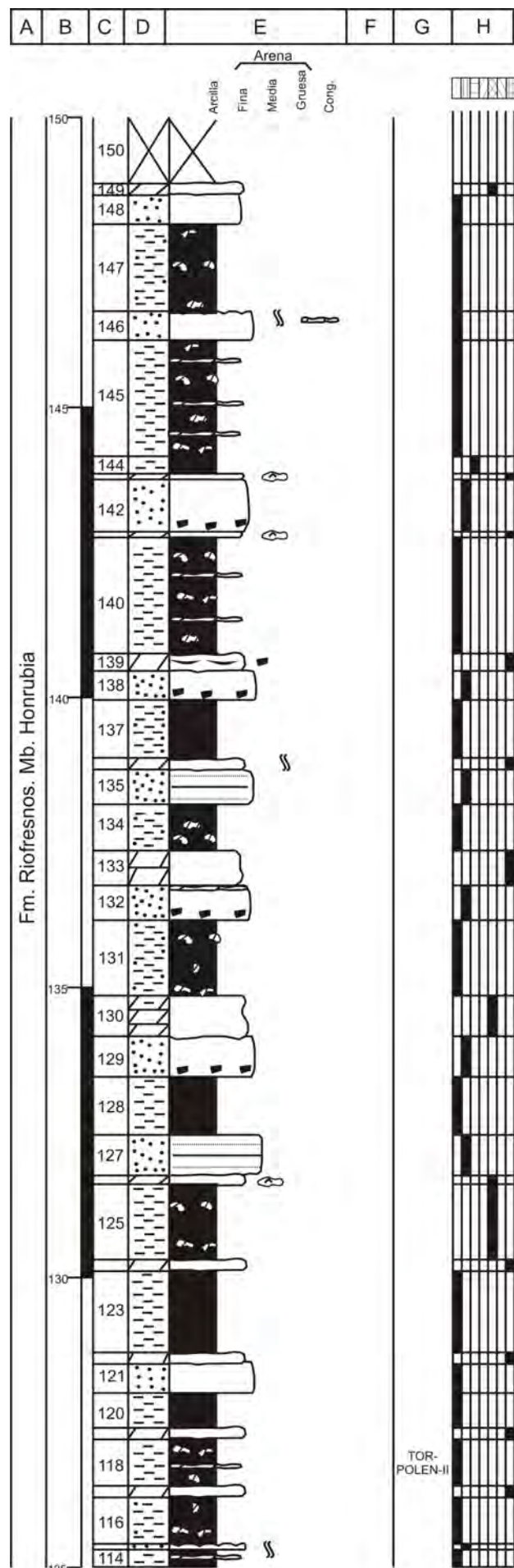


Fig. A1.-23f. Continuación C. de Torresuso.

- **121:** 0,5 m de arcosas lutíticas rojas, de grano fino, poco cementadas.
- **122:** 0,2 m de una costra carbonática blanca de grano fino, tableada.
- **123:** 1,4 m de lutitas rojas.
- **124:** 0,2 m de una costra carbonática blanca, de grano fino.
- **125:** 1,3 m de lutitas ocre, con nódulos carbonáticos blancos milimétricos.
- **126:** 0,15 m de una costra carbonática ocre, de grano fino con nódulos de yeso.
- **127:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Laminación paralela difusa.
- **128:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **129:** 0,7 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Abundantes cantos blandos marrones.
- **130:** 0,7 m de una costra dolomítica, algo lutítica a techo. Base erosiva.
- **131:** 1,3 m de lutitas arenosas rojas, con abundantes nódulos carbonáticos.
- **132:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Presentan cantos blandos marrones y niveles carbonáticos dispersos.
- **133:** 0,6 m de una costra carbonática blanca, de grano fino.
- **134:** 0,8 m de lutitas arenosas rojas con nódulos carbonáticos.
- **135:** 0,6 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Laminación paralela difusa.
- **136:** 0,2 m de una costra carbonática blanca. Bioturbación.
- **137:** 1,0 m de lutitas rojas, arenosas a techo.
- **138:** 0,5 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Cantos blandos marrones dispersos.
- **139:** 0,3 m de una costra carbonática blanca, con niveles lutíticos. Cantos blandos rojos y marrones.
- **140:** 2,0 m de lutitas rojas, con abundantes nódulos y niveles carbonáticos dispersos.
- **141:** 0,1 m de una costra carbonática, con un enrejado de yesos.

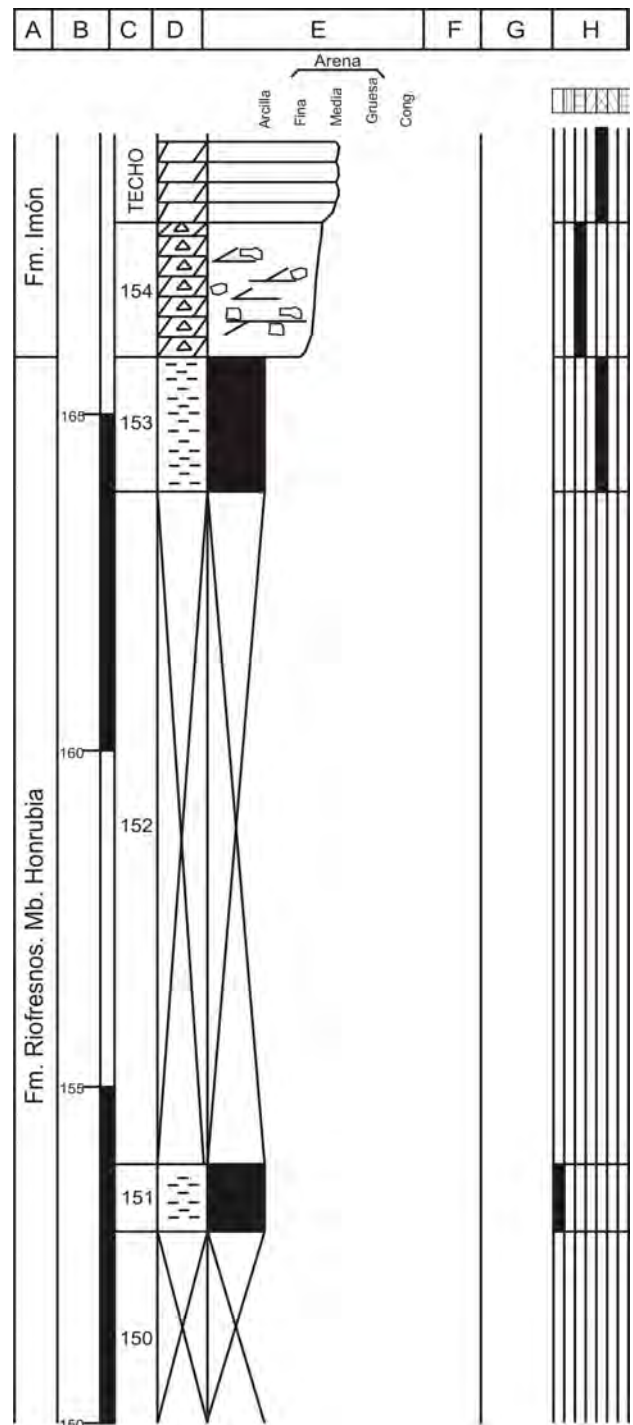


Fig. A1.-23g. Continuación C. de Torresuso.

- **142:** 0,9 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Cantos blandos marrones.
- **143:** 0,1 m de una costra carbonática blanca, con un enrejado de yesos.
- **144:** 0,3 m de lutitas moradas.
- **145:** 2,0 m de lutitas rojas con abundantes nódulos y niveles carbonáticos dispersos.
- **146:** 0,5 m de arcosas rosas, de grano fino, con niveles

carbonáticos intercalados. Presentan bioturbación y grietas de desecación a techo.

- **147:** 1,5 m de lutitas arenosas rojas con nódulos carbonáticos.

- **148:** 0,5 m de arcosas rosas, de grano fino, poco cementadas.

- **149:** 0,2 m de unas costras carbonáticas ocre.

- **150:** 4,0 m cubierto.

- **151:** 1,0 m de lutitas rojas.

- **152:** 10,0 m cubierto.

- **153:** 2,0 m de lutitas ocre.

- **154:** 2,0 m de brechas carbonáticas recristalizadas.

- **Techo:** Dolomías amarillas de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

20. COLUMNA DE CORRALEJOS

Hoja: 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en la ladera y barrancos del monte Corralejo, al W del pueblo de Carrascosa.

Espesor total: 196 m.

Dirección y buzamiento: N55°E/17°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 486460,91

Y: 4577754,42

Techo: X: 487113,14

Y: 4578071,97

- **Base:** Lutitas arenosas marrones, lajosas.
- **1:** 0,15 m de lutitas grises oscuras, lajosas, con finas costras arenosas de hasta 3 mm.
- **2:** 0,2 m de lutitas marrones rojizas, muy duras y lajosas.
- **3:** 0,1 m de lutitas margosas grises oscuras, lajosas, con finas costras arenosas a techo.
- **4:** 0,1 m de lutitas ocreas arenosas.
- **5:** 0,1 m de lutitas marrones, lajosas.
- **6:** 0,15 m de lutitas, grises a base y a techo y grises oscuras en la parte central del tramo. Varios niveles de arcosas de grano fino de hasta 2 mm. Base irregular. Bioturbación.
- **7:** 0,4 m de lutitas marrones, lajosas.
- **8:** 0,1 m de lutitas grises oscuras con nódulos carbonáticos
- **9:** 0,3 m de lutitas arenosas ocreas, con microfauna.
- **10:** 0,2 m de lutitas marrones oscuras, lajosas.
- **11:** 0,2 m de lutitas grises oscuras, con niveles de lutitas carbonáticas naranjas y nódulos carbonáticos.
- **12:** 0,25 m de lutitas moradas, muy compactas.
- **13:** 0,1 m de lutitas grises oscuras, lajosas.
- **14:** 0,15 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **15:** 0,15 m de lutitas negras, lajosas.
- **16:** 0,1 m de lutitas grises margosas.
- **17:** 0,25 m de lutitas moradas, muy compactas y duras.
- **18:** 0,1 m de lutitas grises margosas, lajosas.
- **19:** 0,25 m de lutitas marrones, con niveles arenosos

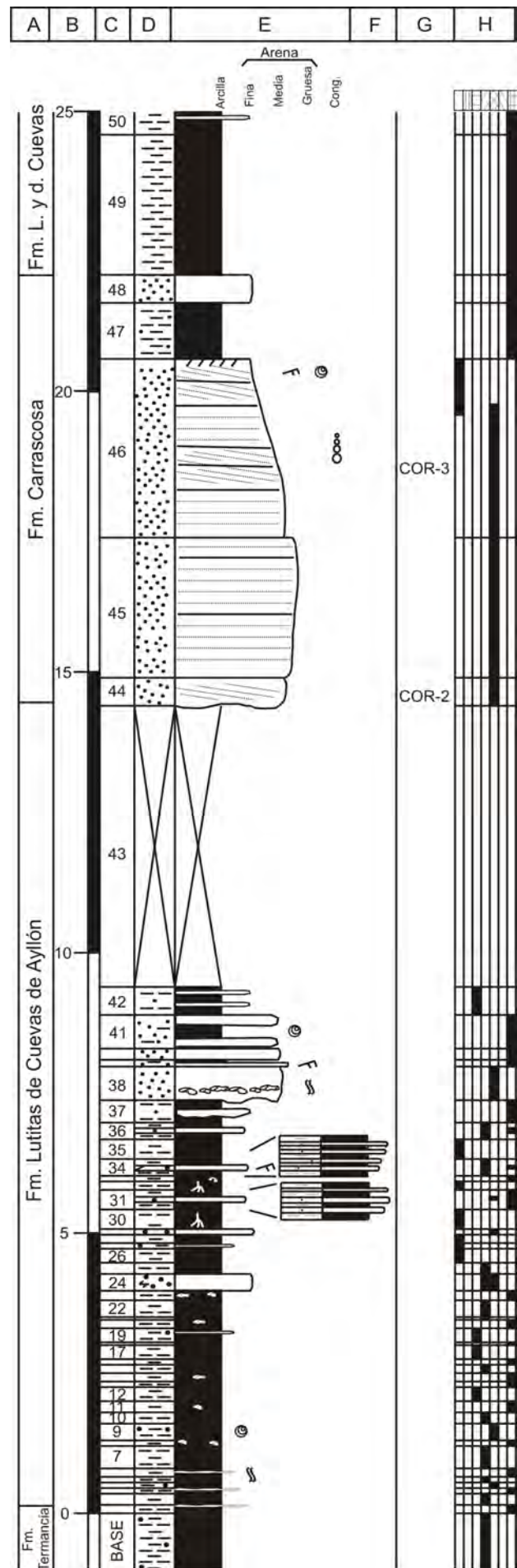


Fig. A1.-24a. Columna de Corralejo.

naranjas. Lajas.

- **20:** 0,15 m de lutitas margosas grises, lajas, con nódulos carbonáticos.
- **21:** 0,1 m de lutitas negras lajas.
- **22:** 0,3 m de lutitas arenosas marrones.
- **23:** 0,17 m de lutitas margosas grises, con pequeños nódulos carbonáticos.
- **24:** 0,1 m de cuarzoarenitas dolomíticas ocre de grano fino. Lutitas negras.
- **25:** 0,2 m de lutitas negras.
- **26:** 0,25 m de lutitas rojas.
- **27:** 0,1 m de lutitas rojas alternando, con 2 niveles de cuarzoarenitas blancas de grano fino. Estratificación lenticular.
- **28:** 0,15 m de lutitas rojas.
- **29:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
- **30:** 0,35 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **31:** 0,35 m de lutitas blancas y tres bancos de areniscas ocre de grano fino.
- **32:** 0,15 m de lutitas rojas, con huellas de raíces. Lajas.
- **33:** 0,1 m de lutitas margosas grises, con nódulos arenosos.
- **34:** 0,3 m de alternancia de lutitas negras y cuatro niveles de cuarzoarenitas grises, de grano fino. *Ripples*.
- **35:** 0,35 m de lutitas arenosas rojas, con niveles grises de reducción.
- **36:** 0,3 m de lutitas negras, con un nivel de cuarzoarenitas grises, de grano fino.
- **37:** 0,4 m de lutitas margosas, con niveles cuarzoarenitas, de grano fino. Base irregular.
- **38:** 0,6 m de arcillas ocre, de grano medio-fino, con cemento carbonático. Niveles milimétricos de lutitas grises. Niveles de nódulos de carbonato y bioturbación.
- **39:** 0,12 m de cuarzoarenitas blancas, de grano medio, que pasan a lutitas grises a techo. *Ripples*.
- **40:** 0,2 m de dos niveles de cuarzoarenitas blancas, de grano medio, cementadas. Nivel intermedio de lutitas arenosas grises. Foraminíferos.

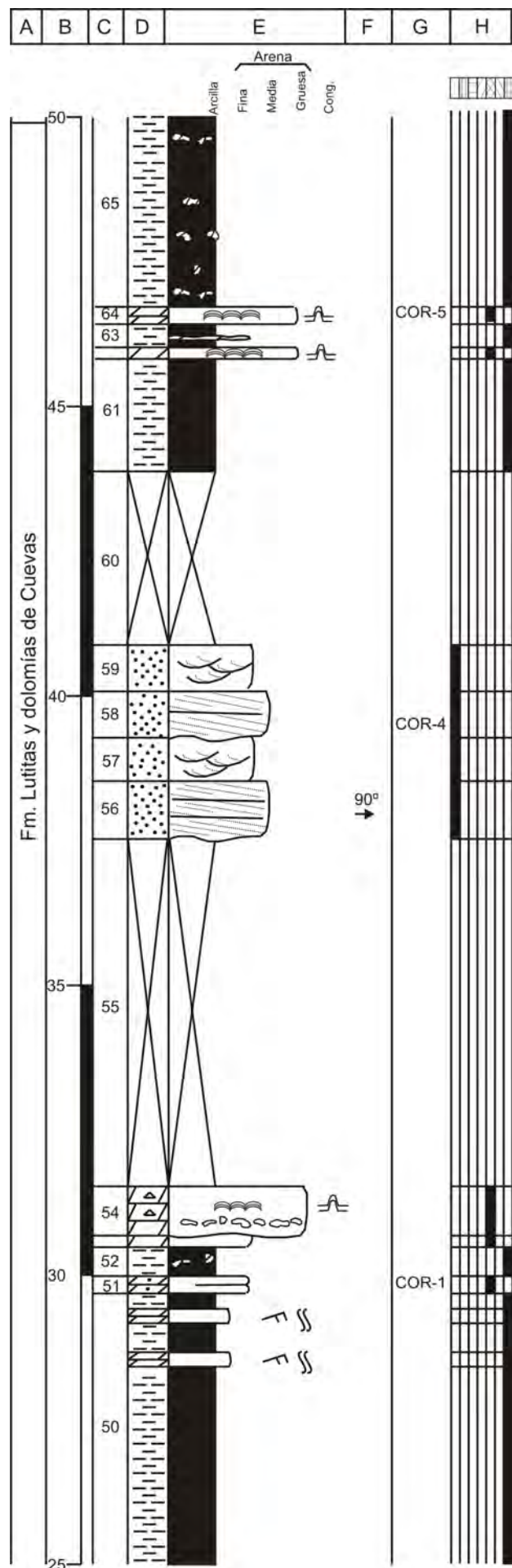


Fig. A1.-24b. Continuación C. de Corralejo.

- **41:** 0,6 m de lutitas arenosas grises.
- **42:** 0,5 m de lutitas moradas, con niveles arenosos de grano fino.
- **43:** 5,0 m cubierto.
- **44:** 0,5 m de cuarzoarenitas amarillas, de grano medio, poco cementadas. Base erosiva. Estratificación cruzada planar. Muestras: COR-2.
- **45:** 2,5 m de cuarzoarenitas amarillas, de grano medio, poco cementadas. Presenta laminación paralela en varios *sets* decimétricos.
- **46:** 3,0 m de arcosas ocre, rojas a techo, granodecrecientes, de grano medio a fino. Alternancia de laminación paralela y estratificación cruzada planar en *cosets* de 50 cm. A techo presenta foraminíferos, *ripples* y costra de Fe. Muestras: COR-3.
- **47:** 1,0 m de lutitas blancas arenosas.
- **48:** 0,5 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, poco cementadas.
- **49:** 2,5 m de lutitas blancas arenosas.
- **50:** 5,0 m de lutitas margosas grises, con niveles carbonáticos que aumentan hacia techo. *Ripples* y bioturbación.
- **51:** 0,3 m de dolomías arenosas ocre, de grano fino, tableadas. Muestras: COR-1.
- **52:** 0,5 m de lutitas margosas grises con nódulos carbonáticos.
- **53:** 0,2 m de dolomías arenosas ocre de grano fino, lajosas.
- **54:** 0,85 m de dolomías ocre con niveles de algas. *Tepees* y una brecha de intraclastos a techo.
- **55:** 6,0 m cubierto.
- **56:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano medio-fino. Base irregular. Estratificación cruzada planar en tres *sets* de unos 25 cm. Paleocorrientes: N90°E.
- **57:** 0,75 m de arcosas rojas, de grano fino. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 15 cm.
- **58:** 0,8 m de arcosas rojas, de grano medio-fino. Base irregular. Estratificación cruzada planar. Muestras: COR-4.
- **59:** 0,8 m de de arcosas rojas, de grano fino. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 15 cm.
- **60:** 3,0 m cubierto.

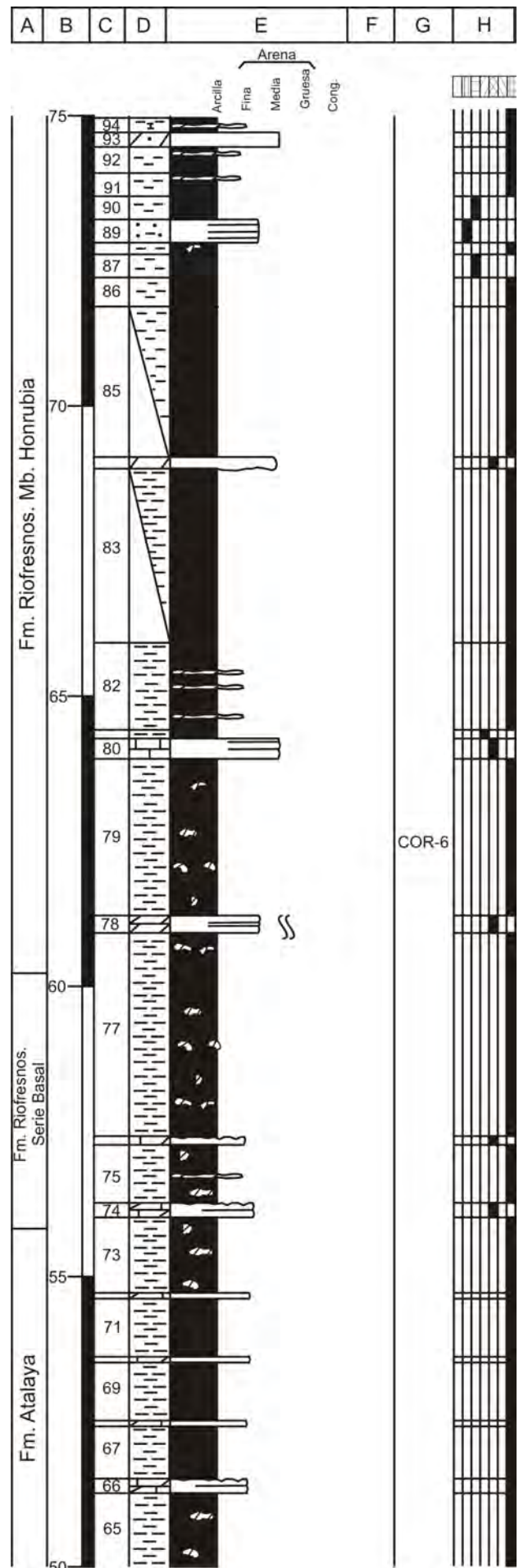


Fig. A1.-24c. Continuación C. de Corralejo.

- **61:** 2,2 m de lutitas grises oscuras, muy compactas.
- **62:** 0,2 m de dolomías ocreas, con laminaciones algales y *tepees*.
- **63:** 0,4 m de lutitas grises oscuras, con niveles carbonáticos a techo.
- **64:** 0,3 m de dolomías ocreas, con laminaciones algales y *tepees*. Muestras: COR-5.
- **65:** 1,75 m de lutitas margosas grises, con nódulos carbonáticos.
- **66:** 0,25 m de calizas dolomíticas grises, recristalizadas, con grietas de retracción.
- **67:** 0,9 m de lutitas grises oscuras.
- **68:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas y tableadas.
- **69:** 1,0 m de lutitas margosas grises oscuras, compactas.
- **70:** 0,1 m de calizas dolomíticas grises, recristalizadas, tableadas.
- **71:** 0,1 m de lutitas grises oscuras compactas.
- **72:** 0,1 m de dolomías grises, recristalizadas, tableadas.
- **73:** 1,3 m de lutitas grises oscuras, con nódulos carbonáticos.
- **74:** 0,25 m de dolomías amarillas, de grano fino, laminadas y tableadas. Grietas de retracción.
- **75:** 1,0 m de lutitas grises oscuras, con nódulos y niveles carbonáticos.
- **76:** 0,15 m de calizas ocreas, dolomíticas a techo, de grano fino. Grietas de retracción.
- **77:** 3,5 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos a techo.
- **78:** 0,3 m de dolomías amarillas, recristalizadas, con bioturbación.
- **79:** 2,7 m de lutitas grises, con niveles carbonáticos. Muestras: COR-6.
- **80:** 0,35 m de dolomías ocreas y negras, recristalizadas y laminadas.
- **81:** 0,15 m de lutitas negras lajosas.
- **82:** 1,5 m de lutitas grises, con niveles carbonáticos.
- **83:** 3,0 m semicubierto. Lutitas grises, rojas y moradas.

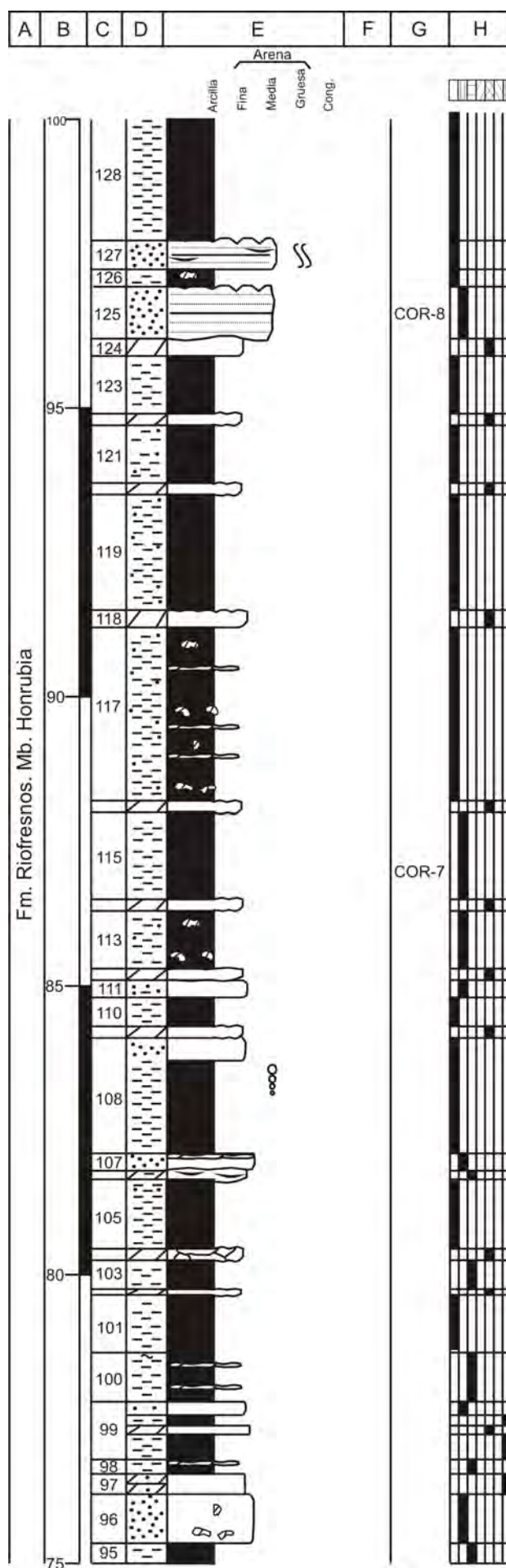


Fig. A1.-24d. Continuación C. de Corralejo.

- **84:** 0,2 m de dolomías ocre, recristalizadas.
- **85:** 2,7 m semicubierto. Lutitas grises, rojas y moradas.
- **86:** 0,5 m de lutitas grises claras, lajosas.
- **87:** 0,4 m de lutitas moradas, muy compactas.
- **88:** 0,2 m de lutitas grises claras, con nódulos carbonáticos.
- **89:** 0,4 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **90:** 0,4 m de lutitas moradas lajosas.
- **91:** 0,4 m de lutitas grises oscuras, con niveles carbonáticos blancos a techo.
- **92:** 0,45 m de lutitas grises claros, con un nivel carbonático a techo.
- **93:** 0,25 m de dolomías arenosas grises, de grano fino, con lutitas negras.
- **94:** 0,25 m de lutitas grises, con niveles carbonáticos.
- **95:** 0,35 m de lutitas moradas.
- **96:** 0,85 m de arcosas naranjas, de grano fino. Niveles de lutitas moradas y nódulos carbonáticos blancos dispersos.
- **97:** 0,35 m de dolomías lutíticas grises, de grano fino.
- **98:** 0,25 m de lutitas moradas, con niveles carbonáticos.
- **99:** 1,0 m de una alternancia de arcosas naranjas, con niveles de lutitas grises oscuras y dolomías ocre, de grano fino.
- **100:** 0,85 m de lutitas moradas, grises, margosas a techo, con niveles carbonáticos ocre.
- **101:** 1,0 m de lutitas arenosas rojas.
- **102:** 0,1 m de calizas dolomíticas ocre, agrietadas.
- **103:** 0,5 m de lutitas moradas.
- **104:** 0,2 m de una costra dolomítica con enrejado de calcita.
- **105:** 1,2 m de lutitas rojas, arenosas a techo.
- **106:** 0,15 m de una costra dolomítica, con niveles lutíticos morados intercalados.
- **107:** 0,3 m de areniscas naranjas, lutíticas a techo, de grano fino, con una costra carbonática.
- **108:** 2,0 m de lutitas rojas a arcosas naranjas, de grano

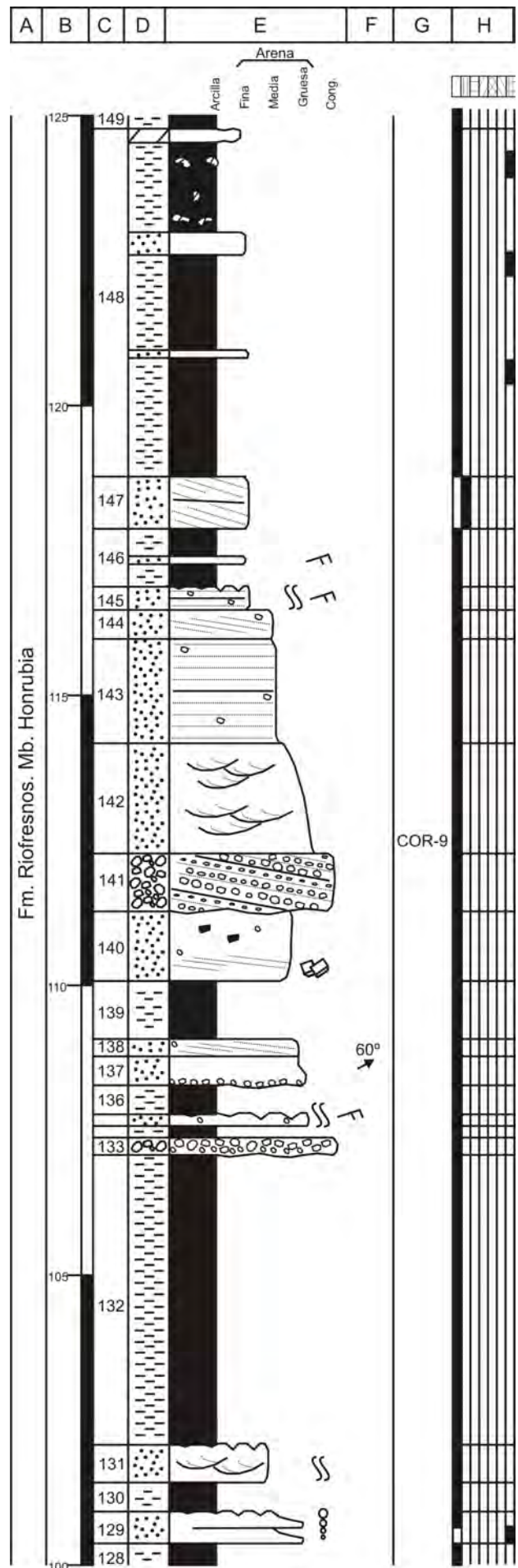


Fig. A1.-24e. Continuación C. de Corralejo.

fino.

- **109:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **110:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **111:** 0,3 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **112:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, recristalizada.
- **113:** 1,0 m de lutitas naranjas, con nódulos carbonáticos.
- **114:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **115:** 1,5 m de lutitas rojas que pasan a techo a arcosas naranjas, de grano fino. Muestras: COR-7.
- **116:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino.
- **117:** 3,0 m de lutitas arenosas rojas, con niveles y nódulos carbonáticos.
- **118:** 0,3 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino, con grietas de retracción a techo.
- **119:** 2,0 m de lutitas arenosas rojas.
- **120:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, recristalizada.
- **121:** 1,0 m de lutitas rojas arenosas a techo.
- **122:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, recristalizada.
- **123:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **124:** 0,3 m de una costra dolomítica ocre, recristalizada.
- **125:** 0,9 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Base erosiva. Laminación paralela. Grietas de retracción a techo. Muestras: COR-8.
- **126:** 0,3 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos.
- **127:** 0,5 m de cuarzoarenitas rojas, de grano medio, de cuarzo y mica, con algunos niveles milimétricos lutíticos. Laminación paralela. Bioturbación, grietas de retracción a techo.
- **128:** 2,2 m de lutitas rojas.
- **129:** 0,55 m de subarcosas, grises a base y rojas a techo, en dos bancos de grano grueso y medio respectivamente, poco cementadas. En el techo presenta grietas de retracción.
- **130:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **131:** 0,65 m de subarcosas rojas, de grano medio. Estratificación cruzada de surco. Bioturbación y grietas de retracción a techo.

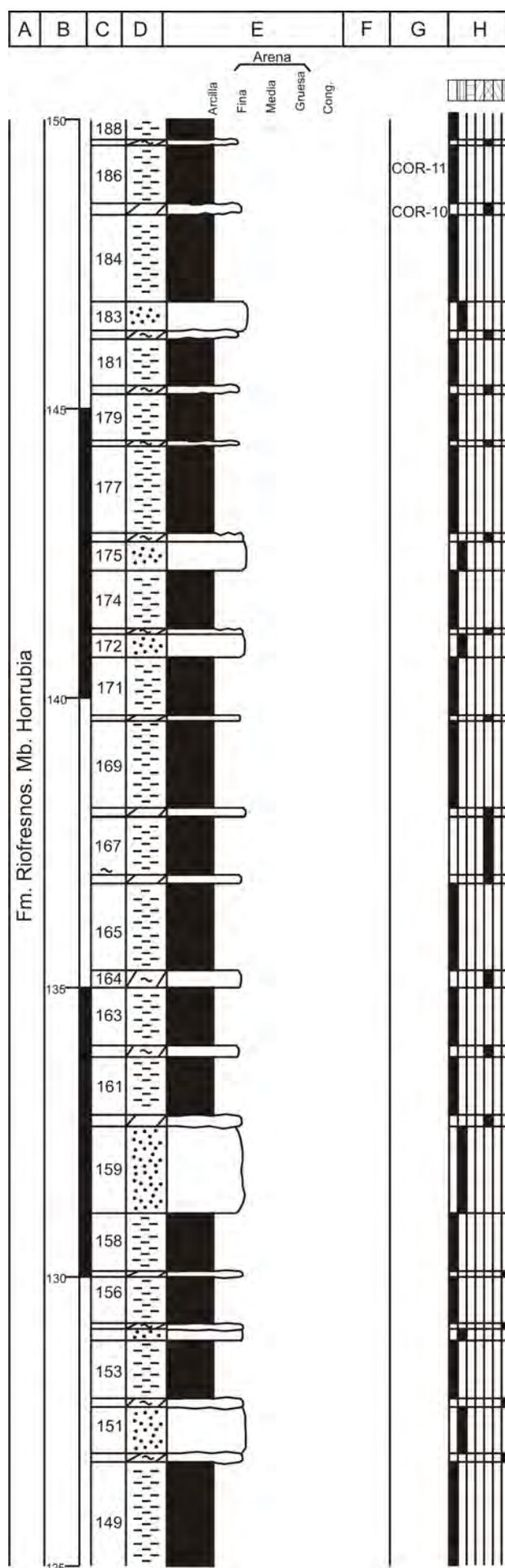


Fig. A1.-24f. Continuación C. de Corralejo.

- **132:** 5,0 m de lutitas rojas.
- **133:** 0,3 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita. La matriz es de arcosas, de grano grueso. Presentan base irregular.
- **134:** 0,2 m de lutitas rojas.
- **135:** 0,2 m de arcosas rojas, de grano grueso. Cantos dispersos de cuarcita de menos de 1 cm. Bioturbación, *ripples* y grietas de desecación a techo.
- **136:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **137:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano grueso. Presentan base irregular con un lag de cantos de cuarcita a base.
- **138:** 0,3 m de arcosas rojas, de grano grueso-medio. Cantos de cuarcita dispersos, Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N60°E.
- **139:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **140:** 1,2 m de arcosas rojas, de grano medio-grueso. Presentan pseudomorfos de halita y estratificación cruzada planar. En la base se encuentran cantos blandos y cantos de cuarcita dispersos.
- **141:** 1,0 m de conglomerados arenosos de cantos de cuarcita. La matriz es de arcosas de grano grueso. Base irregular.
- **142:** 1,9 m de arcosas de grano medio-grueso, poco cementadas. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 20 cm. Muestras: COR-9.
- **143:** 1,8 m de arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas. Escasos cantos dispersos de cuarcita. Laminación paralela.
- **144:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas. Cantos de cuarcita de menos de 1 cm según la estratificación cruzada planar.
- **145:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano fino, cementadas por carbonato. Presentan algunos cantos dispersos. Laminación paralela. *Ripples*, bioturbación y grietas de retracción a techo.
- **146:** 1,0 m de lutitas rojas, blancas a techo, con un nivel de arcosas rojas, de grano fino, cementadas. *Ripples*.
- **147:** 0,9 m de arcosas naranjas, de grano fino. Estratificación cruzada planar de bajo ángulo.
- **148:** 6,0 m de lutitas rojas y grises arenosas, alternando con niveles de arcosas lutíticas rojas, de grano fino. Nódulos carbonáticos a techo.
- **149:** 2,0 m de lutitas rojas arenosas.

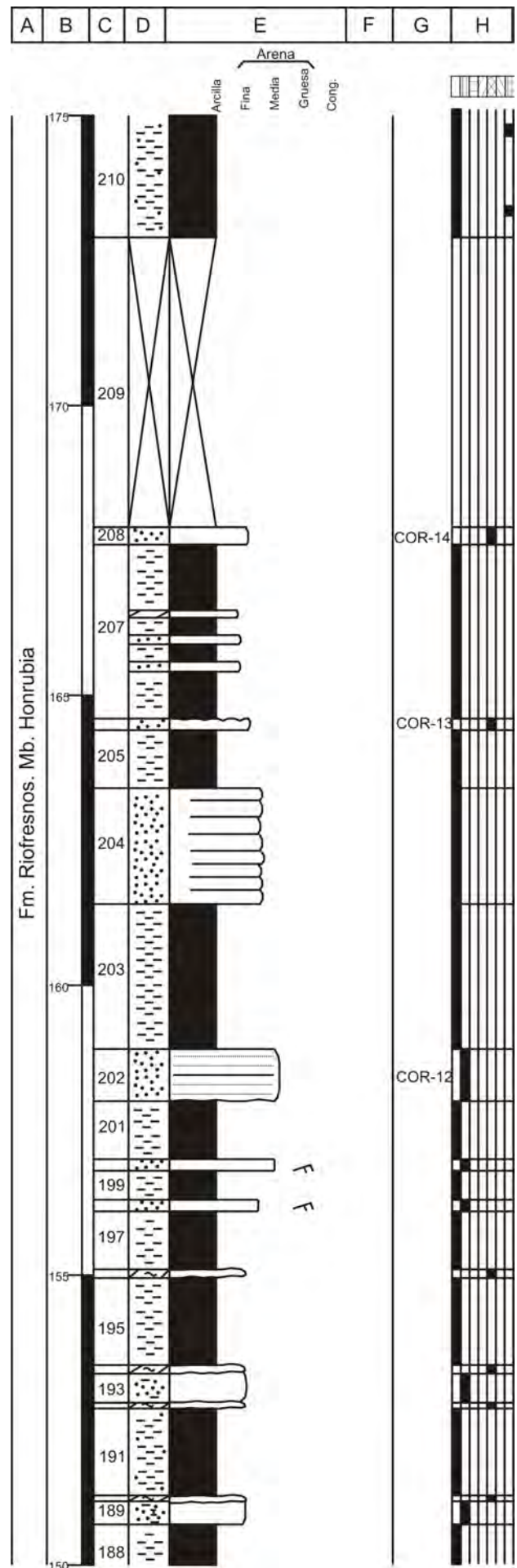


Fig. A1.-24g. Continuación C. de Corralejo.

- **150:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa.
- **151:** 0,8 m de subarcosa lutíticas naranjas, de grano fino.
- **152:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa gris.
- **153:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **154:** 0,2 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **155:** 0,1 m de una costra dolomítico-margosa gris.
- **156:** 0,8 m de lutitas rojas.
- **157:** 0,1 m de na costra dolomítica, de grano fino.
- **158:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **159:** 1,5 m de subarcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **160:** 0,2 m de una costra dolomítica, de grano fino.
- **161:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **162:** 0,2 m de dolomías margosas ocres, recristalizadas.
- **163:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **164:** 0,3 m de dolomías margosas ocres, recristalizadas.
- **165:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **166:** 0,15 m de una costra dolomítica, de grano fino.
- **167:** 1,0 m de lutitas arenosas ocres.
- **168:** 0,15 m de dolomías ocres, recristalizadas.
- **169:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **170:** 0,1 m de una costra dolomítica, de grano fino.
- **171:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **172:** 0,4 m de subarcosas lutíticas naranjas, de grano fino, con cemento carbonático.
- **173:** 0,1 m de una costra margosa ocre, de grano fino.
- **174:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **175:** 0,5 m de subarcosas lutíticas naranjas, de grano fino, con cemento carbonático.
- **176:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **177:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **178:** 0,1 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **179:** 0,8 m de lutitas rojas.
- **180:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **181:** 0,8 m de lutitas arenosas rojas.
- **182:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **183:** 0,5 m de subarcosa lutíticas naranjas, de grano fino, con cemento carbonático.
- **184:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **185:** 0,2 m de dolomías ocres, recristalizadas. Muestras: COR-10.
- **186:** 1,0 m de lutitas rojas. Muestras: COR-11.
- **187:** 0,1 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **188:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **189:** 0,4 m de subarcosas lutíticas naranjas, de grano fino, con cemento carbonático.
- **190:** 0,1 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **191:** 1,5 m de lutitas arenosas rojas.
- **192:** 0,1 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **193:** 0,5 m, de subarcosas lutíticas naranjas de grano fino, con cemento carbonático.
- **194:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **195:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **196:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **197:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **198:** 0,2 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino, poco cementadas. *Ripples*.
- **199:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **200:** 0,2 m de arcosas naranjas, de grano fino, poco cementadas. *Ripples*.
- **201:** 1,0 m de lutitas rojas.

- **202**: 0,9 m de arcosas naranjas, de grano medio, poco cementadas. Base erosiva. Laminación paralela. Muestras: COR-12.

- **203**: 2,5 m de lutitas rojas.

- **204**: 2,0 m de arcosas rojas, de grano fino, poco cementadas. Tableadas.

- **205**: 1,0 m de lutitas rojas.

- **206**: 0,2 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino, con cemento carbonático. Grietas de retracción. Muestras: COR-13.

- **207**: 3,0 m de lutitas rojas, con niveles carbonáticos y arenosos.

- **208**: 0,3 m de arcosas ocre, de grano fino. Muestras: COR-14.

- **209**: 5,0 m cubiertos.

- **210**: 3,0 m de lutitas rojas y grises arenosas.

- **211**: 0,2 m de cuarzoarenitas lutíticas rojas, de grano fino.

- **212**: 2,0 m de lutitas arenosas rojas.

- **213**: 15,0 m cubierto.

- **214**: 1,0 m de lutitas ocre.

- **215**: 2,0 m de brechas carbonáticas, recrystalizadas.

- **Techo**: Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

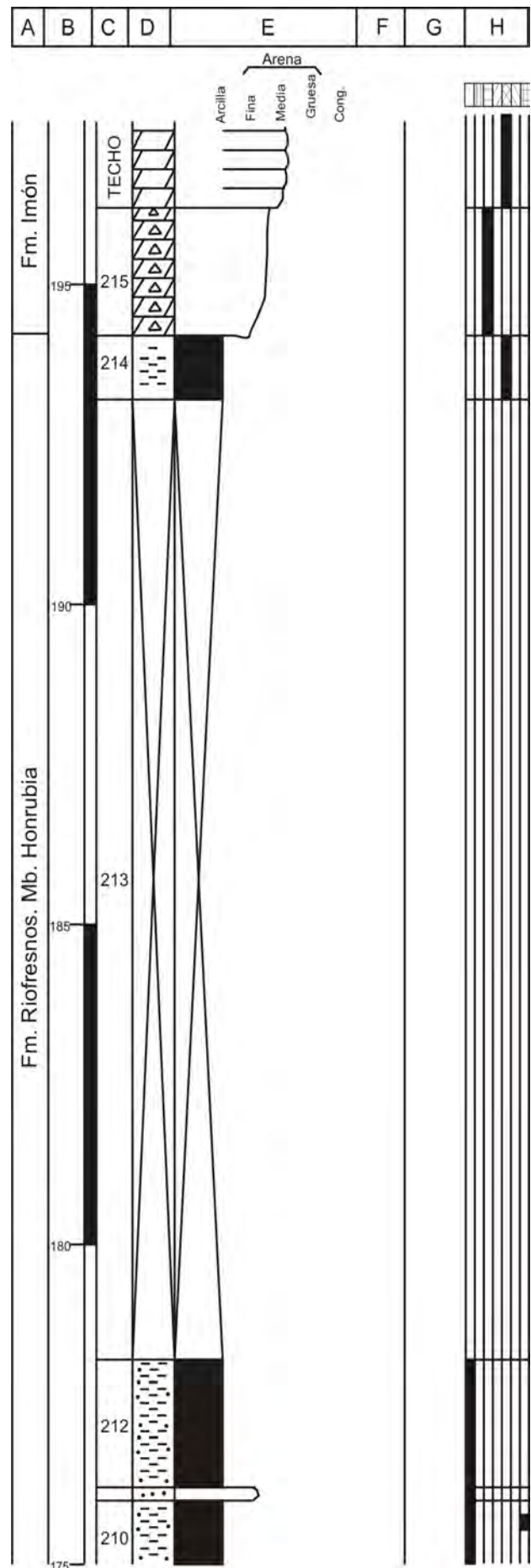


Fig. A1.-24h. Continuación C. de Corralejo.

21. COLUMNA DE ATALAYA

Hoja: 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en los barrancos del monte Atalaya, al E del pueblo de Carrascosa.

Espesor total: 200 m.

Dirección y buzamiento: N54°E/17°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 488563,34

Y: 4576684,85

Techo: X: 489138,66

Y: 4577285,83

- **Base:** Lutitas arenosas marrones, lajosas.
- **1:** 0,15 m de lutitas grises oscuras, lajosas, con finas costras arenosas de hasta 3 mm.
- **2:** 0,2 m de lutitas marrones rojizas, muy duras y lajosas.
- **3:** 0,1 m de lutitas margosas grises oscuras, lajosas, con finas costras arenosas a techo.
- **4:** 0,1 m de lutitas ocreas arenosas.
- **5:** 0,1 m de lutitas marrones, lajosas.
- **6:** 0,15 m de lutitas, grises a base y a techo y grises oscuras en la parte central del tramo. Varios niveles de arcosas de grano fino de hasta 2 mm. Base irregular. Bioturbación.
- **7:** 0,4 m de lutitas marrones, lajosas.
- **8:** 0,1 m de lutitas grises oscuras con nódulos carbonáticos
- **9:** 0,3 m de lutitas arenosas ocreas, con foraminíferos y ostrácodos.
- **10:** 0,2 m de lutitas marrones oscuras, lajosas.
- **11:** 0,2 m de lutitas grises oscuras, con niveles de lutitas carbonáticas naranjas y nódulos carbonáticos.
- **12:** 0,25 m de lutitas moradas, muy compactas.
- **13:** 0,1 m de lutitas grises oscuras, lajosas.
- **14:** 0,15 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **15:** 0,15 m de lutitas negras, lajosas.
- **16:** 0,1 m de lutitas grises margosas.
- **17:** 0,25 m de lutitas moradas, muy compactas y duras.
- **18:** 0,1 m de lutitas grises margosas, lajosas.

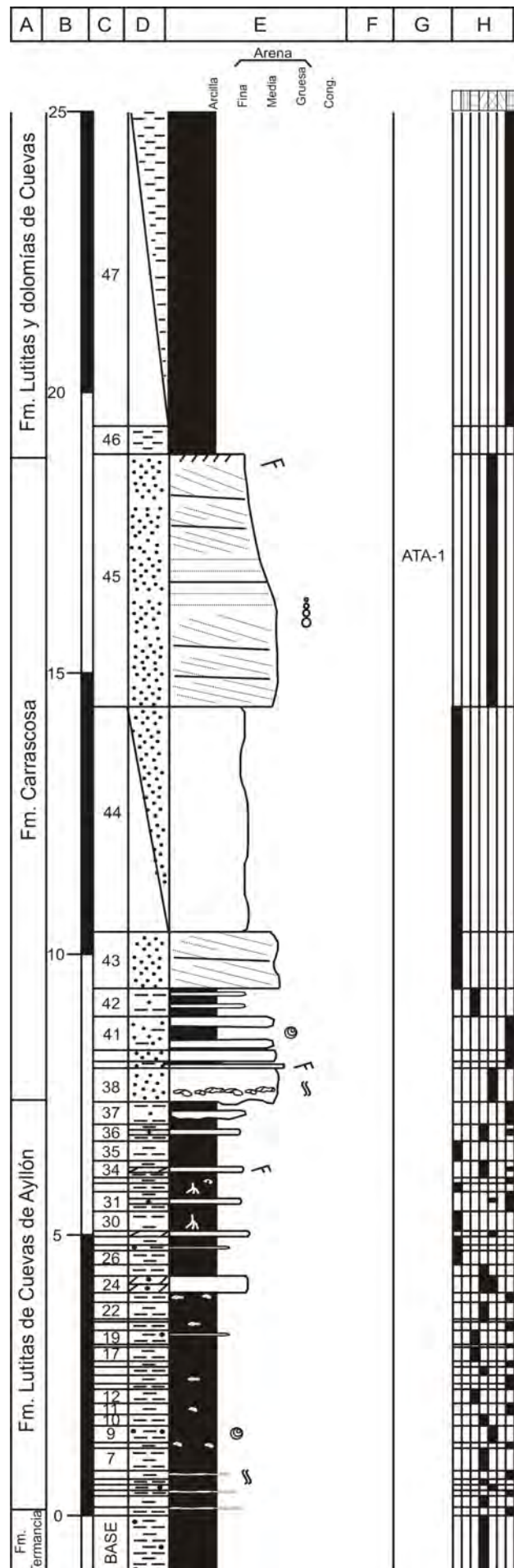


Fig. A1.-25a. Columna de Atalaya.

- **19:** 0,25 m de lutitas marrones, con niveles arenosos naranjas. Lajasas.
- **20:** 0,15 m de lutitas margosas grises, lajosas, con nódulos carbonáticos.
- **21:** 0,1 m de lutitas negras lajosas.
- **22:** 0,3 m de lutitas arenosas marrones.
- **23:** 0,17 m de lutitas margosas grises, con pequeños nódulos carbonáticos.
- **24:** 0,1 m de cuarzoarenitas dolomíticas ocre de grano fino. Lutitas negras a techo.
- **25:** 0,2 m de lutitas negras.
- **26:** 0,25 m de lutitas rojas.
- **27:** 0,1 m de lutitas rojas alternando con 2 niveles de cuarzoarenitas blancas de grano fino. Estratificación lenticular.
- **28:** 0,15 m de lutitas rojas.
- **29:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
- **30:** 0,35 m de lutitas rojas, con huellas de raíces.
- **31:** 0,35 m de lutitas blancas y tres bancos de areniscas ocre de grano fino.
- **32:** 0,15 m de lutitas rojas, con huellas de raíces. Lajasas.
- **33:** 0,1 m de lutitas margosas grises, con nódulos arenosos.
- **34:** 0,3 m de alternancia de lutitas negras y cuatro niveles de cuarzoarenitas grises, de grano fino. *Ripples*.
- **35:** 0,35 m de lutitas arenosas rojas, con niveles grises de reducción.
- **36:** 0,3 m de lutitas negras, con un nivel de cuarzoarenitas grises, de grano fino.
- **37:** 0,4 m de lutitas margosas, con niveles cuarzoarenitas de grano fino. Base irregular.
- **38:** 0,6 m de arcosas ocre, de grano medio-fino, con cemento carbonático. Niveles milimétricos de lutitas grises. Niveles de nódulos de carbonato y bioturbación.
- **39:** 0,12 m de cuarzoarenitas blancas de grano medio que pasan a lutitas grises a techo. *Ripples*.
- **40:** 0,2 m de dos niveles de cuarzoarenitas blancas de grano medio, cementadas. Nivel intermedio de lutitas arenosas grises. Fragmentos de conchas y foraminíferos.

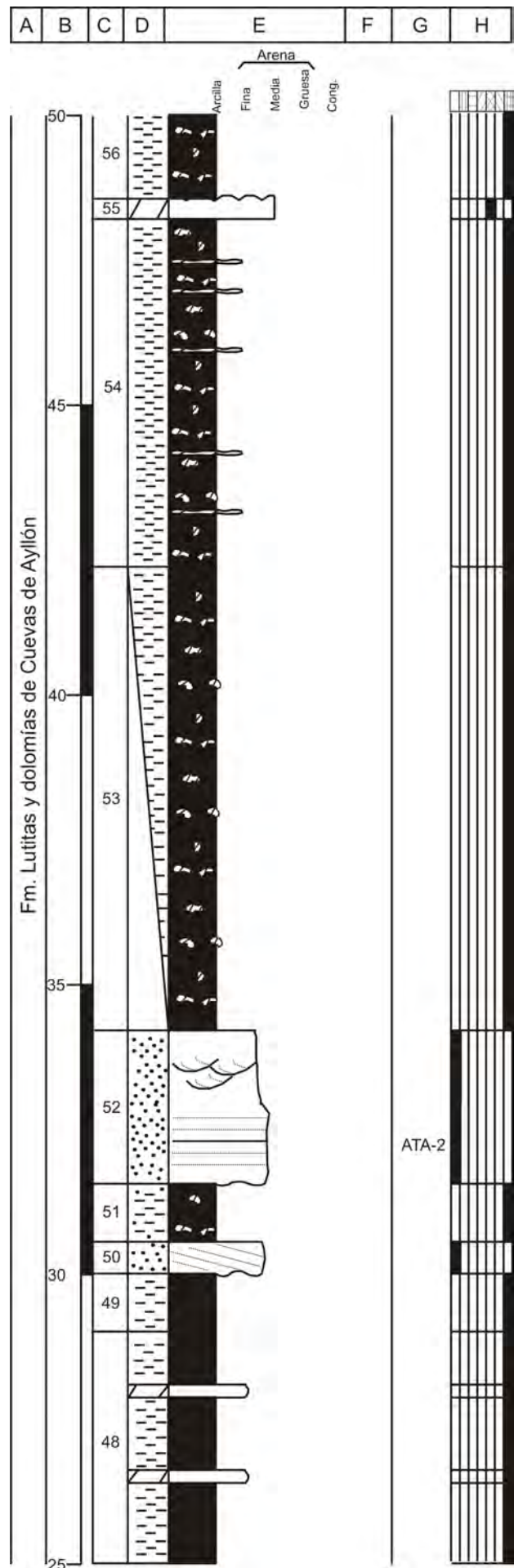


Fig. A1.-25b. Continuación C. de Atalaya.

- **41:** 0,6 m de lutitas arenosas grises.
- **42:** 0,5 m de lutitas moradas, con niveles arenosos de grano fino.
- **43:** 1,0 m. Arcosas rojas de grano medio. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de unos 25 cm.
- **44:** 4,0 m semicubiertos. Arcosas rojas, de grano fino.
- **45:** 4,5 m de cuarzoarenitas ocre, granodecrecientes, de grano medio a fino. Estratificación cruzada planar en varios *sets* de 20 cm a base y a techo y, laminación paralela a mitad del tramo. Presentan *ripples* y una costra de Fe roja de un cm a techo. Muestras: ATA-1.
- **46:** 0,5 m de lutitas grises lajosas.
- **47:** 8,0 m semicubierto. Lutitas grises.
- **48:** 4,0 m de lutitas grises con dos niveles dolomíticos ocre, de grano fino.
- **49:** 1,0 m de lutitas grises.
- **50:** 0,55 m de arcosas rojas, de grano fino-medio. Base erosiva. Estratificación cruzada planar.
- **51:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **52:** 2,7 m de arcosas rojas, de grano medio-fino. Presentan base erosiva. Laminación paralela a base y estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 25 cm en el resto del tramo. Muestras: ATA-2.
- **53:** 20,0 m semicubierto. Lutitas grises con nódulos carbonáticos.
- **54:** 6,0 m de lutitas grises, con niveles y nódulos dolomíticos blancos, de grano fino.
- **55:** 0,35 m de dolomías ocre, muy recrystalizadas, con grietas de retracción a techo.
- **56:** 1,5 m de lutitas grises con nódulos carbonáticos.
- **57:** 0,15 m de calizas dolomíticas ocre, de grano fino. Laminación paralela. Grietas de retracción y bioturbación a techo.
- **58:** 2,5 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **59:** 0,4 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. Grietas de retracción.
- **60:** 3,0 m de lutitas arenosas, grises a base y ocre a techo.
- **61:** 0,45 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. Grietas de retracción y bioturbación a techo.

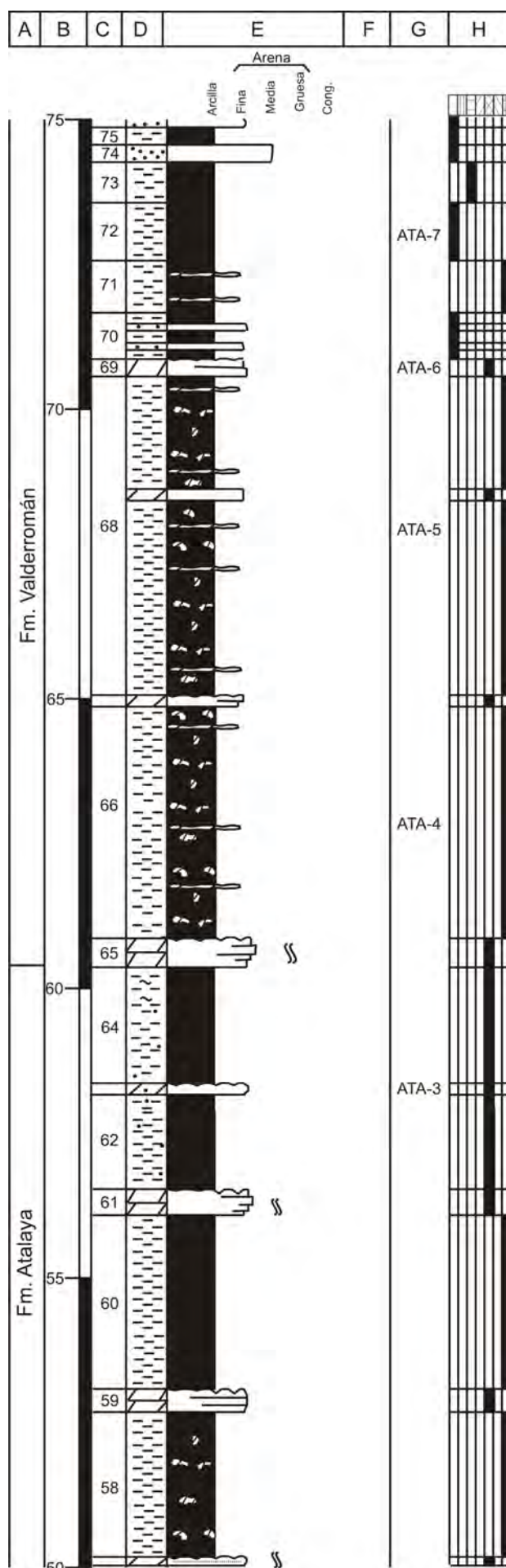


Fig. A1.-25c. Continuación C. de Atalaya.

- **62:** 1,5 m de lutitas ocre arenas.
- **63:** 0,2 m de dolomías arenosas ocre, de grano fino, tableadas. Grietas de retracción a techo. Muestras: ATA-3.
- **64:** 2,0 m de lutitas arenosas, ocre a base y margosas grises a techo.
- **65:** 0,5 m de dolomías arenosas ocre, de grano fino, tableadas. Grietas de retracción y bioturbación a techo.
- **66:** 4,0 m de lutitas arenosas grises, con niveles y nódulos carbonáticos. Muestras: ATA-4.
- **67:** 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. Grietas de retracción.
- **68:** 5,5 m de lutitas grises, algo rojizas a techo, con un nivel de dolomías ocre, de grano fino. Costras y nódulos dolomíticos dispersos. Muestras: ATA-5.
- **69:** 0,3 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. Grietas de retracción a techo. Muestras: ATA-6.
- **70:** 0,8 m de lutitas rojas, con dos niveles de arcosas, de grano fino.
- **71:** 0,9 m de lutitas margosas grises, con costras dolomíticas dispersas.
- **72:** 1,0 m de lutitas arenosas rojas. Muestras: ATA-7.
- **73:** 0,7 m de lutitas moradas, muy compactas.
- **74:** 0,3 m de areniscas arcósicas rojas, de grano medio.
- **75:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **76:** 0,3 m de areniscas arcósicas rojas, de grano fino.
- **77:** 1,0 m de lutitas rojas con niveles fibrosos de yesos.
- **78:** 0,3 m de areniscas arcósicas rojas, de grano fino.
- **79:** 0,5 m de lutitas grises.
- **80:** 1,0 m de lutitas moradas con niveles fibrosos de yesos.
- **81:** 0,4 m de arcosas rojas, de grano fino. Nivel central de lutitas rojas.
- **82:** 0,8 m de lutitas naranjas, arenosas a base, con niveles fibrosos de yesos.
- **83:** 0,3 m de dolomías lutíticas grises, de grano fino.
- **84:** 0,4 m de areniscas arcósicas rojas, de grano fino-medio.

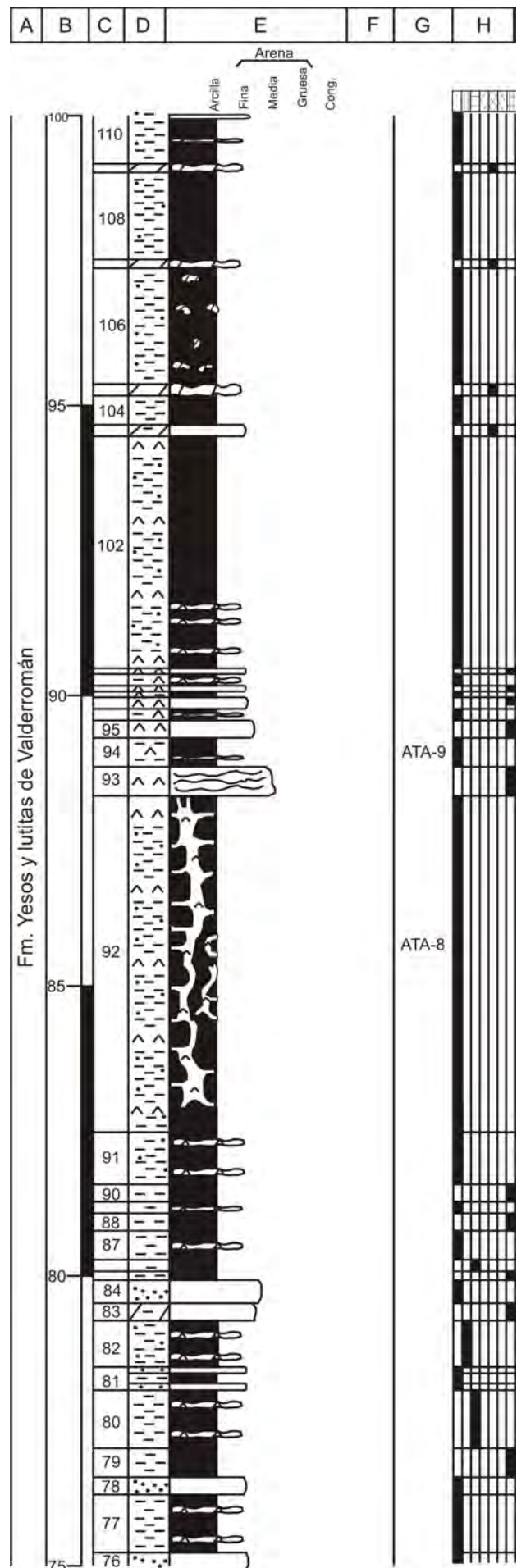


Fig. A1.-25d. Continuación C. de Atalaya.

- **85:** 0,15 m de lutitas grises.
- **86:** 0,2 m de lutitas moradas compactas.
- **87:** 0,5 m de lutitas rojas, con nódulos de yesos.
- **88:** 0,3 m de lutitas grises.
- **89:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas, con nódulos de yesos.
- **90:** 0,3 m de lutitas grises.
- **91:** 0,9 m de lutitas arenosas rojas, con nódulos de yesos.
- **92:** 6,0 m de lutitas rojas arenosas, con travéculas de yesos fibroso. Muestras: ATA-8.
- **93:** 0,5 m de yesos masivos, con reemplazamientos de anhidrita nodular.
- **94:** 0,5 m de lutitas yesíferas rojas, con costras de yesos. Muestras: ATA-9.
- **95:** 0,3 m de yesos masivos.
- **96:** 0,2 m de lutitas yesíferas rojas, con costras de yesos.
- **97:** 0,2 m de yesos masivos.
- **98:** 0,1 m de lutitas yesíferas rojas.
- **99:** 0,1 m de yesos masivos.
- **100:** 0,2 m de lutitas rojas, con escasas costras de yesos.
- **101:** 0,1 m de yesos masivos.
- **102:** 4,0 m de lutitas rojas, con niveles milimétricos fibrosos de yeso a base.
- **103:** 0,2 m de dolomías lutíticas amarillas, de grano fino.
- **104:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **105:** 0,2 m de una costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **106:** 2,0 m de lutitas arenosas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **107:** 0,15 m de una costras dolomíticas ocre, de grano fino.
- **108:** 1,5 m de lutitas arenosas rojas.
- **109:** 0,15 m de una costras dolomíticas ocre, de grano fino.

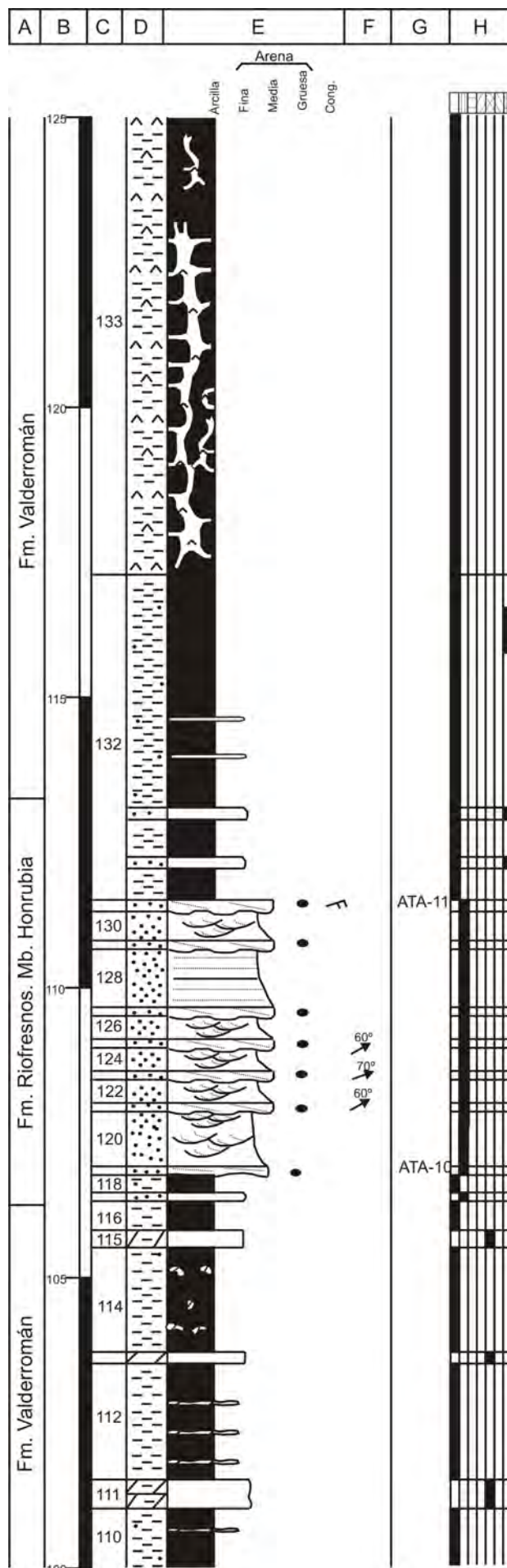


Fig. A1.-25e. Continuación C. de Atalaya.

- **110:** 2,0 m de lutitas rojas, con niveles arenosas, y niveles milimétricos de carbonatos.
- **111:** 0,5 m de dolomías lutíticas ocre, de grano fino.
- **112:** 2,0 m de lutitas rojas, con finos niveles carbonáticos.
- **113:** 0,2 m de dolomías ocre, recrystalizadas.
- **114:** 1,8 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **115:** 0,3 m de dolomías ocre, recrystalizadas, lutíticas a techo.
- **116:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **117:** 0,15 m de arcosas naranjas, de grano fino.
- **118:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **119:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base irregular. Nódulos de óxidos de Fe. Estratificación cruzada planar. Muestras: ATA-10.
- **120:** 1,0 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino-medio. Estratificación cruzada de surco en *sets* de 25 cm.
- **121:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base irregular, nódulos de óxidos de hierro. Estratificación cruzada planar en un solo *set*. Paleocorrientes: N60°E.
- **122:** 0,4 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino-medio. Estratificación cruzada de surco en dos *sets* de 20 cm.
- **123:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base irregular, nódulos de óxidos de Fe. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N70°E.
- **124:** 0,4 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino-medio. Estratificación cruzada de surco en dos *sets* de 20 cm.
- **125:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base irregular, nódulos de óxidos de hierro. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N60°E.
- **126:** 0,4 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino-medio. Estratificación cruzada de surco en dos *sets* de 20 cm.
- **127:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base irregular, nódulos de óxidos de Fe. Estratificación cruzada planar.
- **128:** 1,0 m de areniscas naranjas de grano fino-medio de cuarzo. Laminación paralela.
- **129:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio.

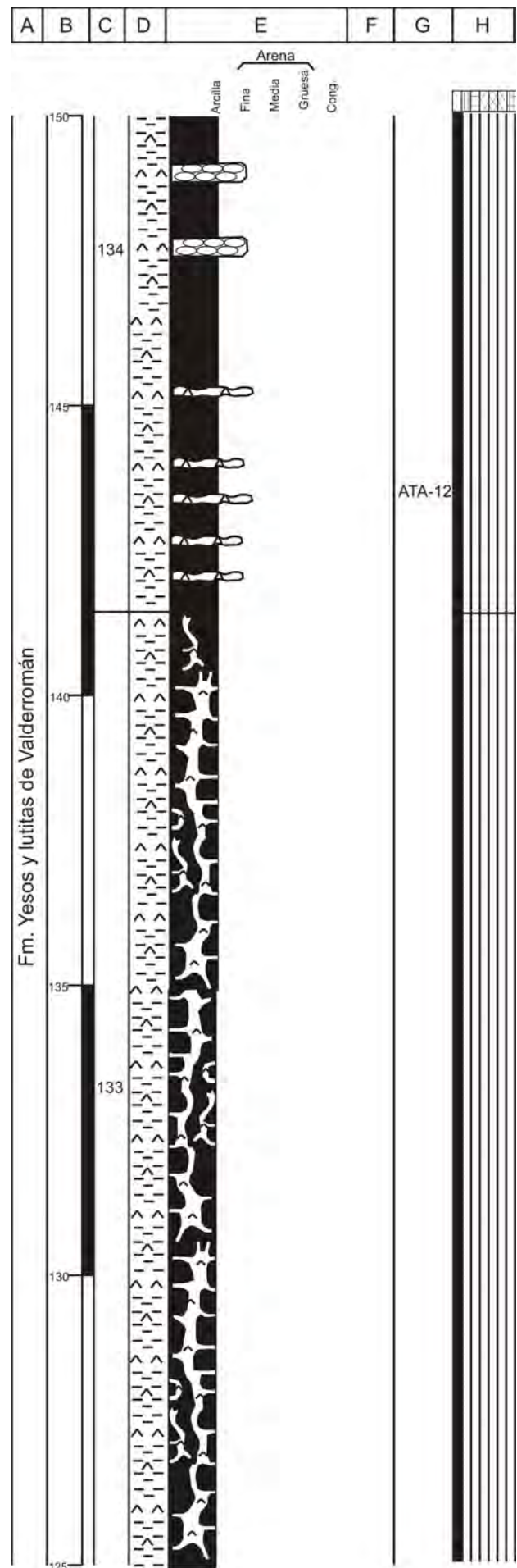


Fig. A1.-25f. Continuación C. de Atalaya.

Base irregular, nódulos de óxidos de hierro. Estratificación cruzada planar.

- **130:** 0,5 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino-medio. Estratificación cruzada de surco en dos *sets* de 20 cm.

- **131:** 0,2 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano medio. Base irregular, nódulos de óxidos de hierro. Estratificación cruzada planar. *Ripples* a techo. Muestras: ATA-11.

- **132:** 5,6 m de lutitas, rojas y grises, arenosas, con niveles de cuarzoarenitas grises, de grano fino.

- **133:** 22,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yeso fibroso.

- **134:** 12,0 m de lutitas rojas, con niveles de yesos fibrosos a base y nodulares y masivos en el resto del tramo. Muestras: ATA-12 y ATA-13.

- **135:** 13,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yeso fibroso.

- **136:** 8,0 m de lutitas rojas y grises, con niveles de yesos a base y, nódulos de yeso en el resto del tramo. A techo presenta dos niveles, de 10 cm cada uno, de arcosas naranjas, de grano fino.

- **137:** 0,4 m de arcosas naranjas, de grano fino. Muestras: ATA-14.

- **138:** 1,5 m de lutitas rojas con niveles de yesos a base.

- **139:** 0,3 m de arcosas naranjas de grano fino.

- **140:** 1,5 m de lutitas rojas.

- **141:** 0,5 m de arcosas naranjas de grano medio-fino. Laminación paralela. *Ripples* a techo.

- **142:** 3,0 m de lutitas rojas, con niveles de arcosas naranjas, de grano fino.

- **143:** 1,5 m de cuarzoarenitas lutíticas rojas, de grano fino, tableadas.

- **144:** 1,0 m de lutitas rojas, con intercalaciones de cuarzoarenitas grises, de grano fino. Grietas de retracción a techo.

- **145:** 0,15 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino.

- **146:** 1,4 m de lutitas versicolores (rojas, naranjas y grises).

- **147:** 0,3 m de cuarzoarenitas ocre de grano fino. Estratificación cruzada planar. Grietas de retracción a techo. Muestras: ATA-15.

- **148:** 2,5 m de lutitas rojas.

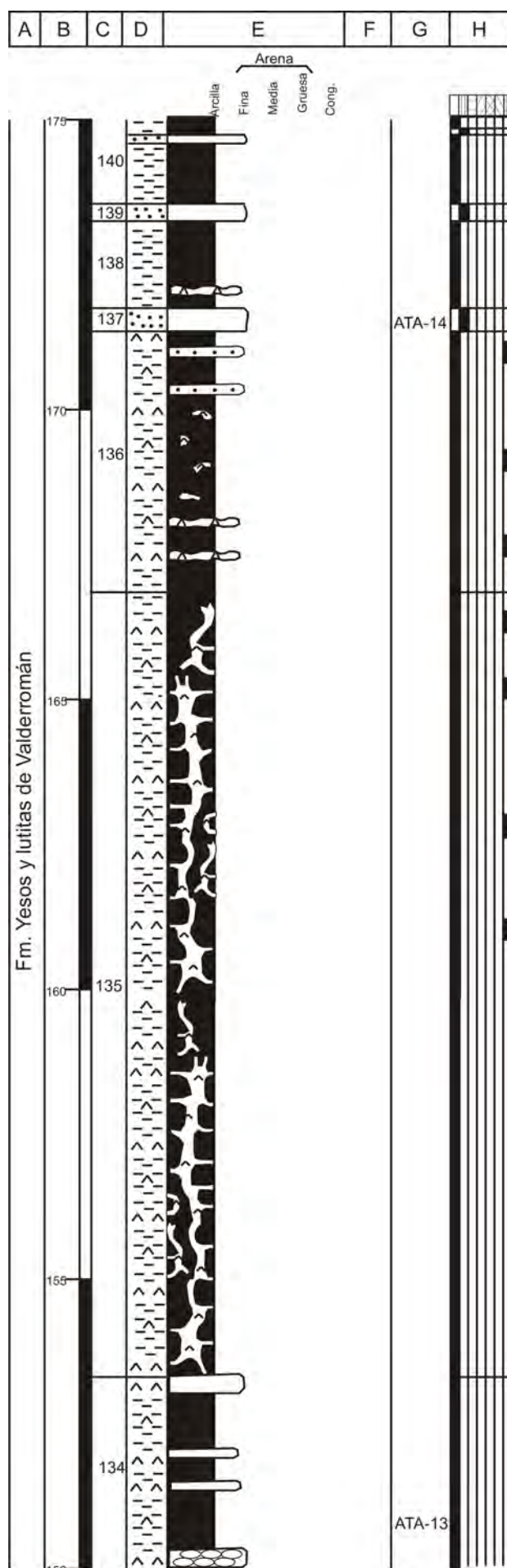


Fig. A1.-25g. Continuación C. de Atalaya.

- **149:** 0,2 m de arcosas lutíticas de grano fino, con niveles fibroso de yesos. Niveles milimétricos de lutitas, cantos blandos rojos. Grietas de retracción a techo.
- **150:** 1,5 m de lutitas rojas arenosas.
- **151:** 0,2 m de arcosas lutíticas, de grano fino, con niveles fibrosos de yesos. Niveles milimétricos de lutitas, cantos blandos rojos. Grietas de retracción.
- **152:** 0,8 m de lutitas rojas.
- **153:** 0,15 m de arcosas lutíticas, de grano fino, con niveles fibrosos de yesos. Cantos blandos rojos. Grietas de retracción.
- **154:** 0,8 m de lutitas rojas arenosas a techo.
- **155:** 0,25 m de dolomías yesíferas, con niveles fibrosos de yeso. Grietas de retracción.
- **156:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **157:** 0,15 m de dolomías yesíferas, con cantos blandos.
- **158:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **159:** 0,15 m de dolomías yesíferas, con nódulos de yesos. Grietas de retracción.
- **160:** 0,5 m de lutitas rojas
- **161:** 0,2 m de dolomías yesíferas, con nódulos de yesos.
- **162:** 0,5 m de lutitas rojas.
- **163:** 0,2 m de dolomías yesíferas, con nódulos de yesos.
- **164:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **165:** 0,15 m de dolomías yesíferas, con nódulos y niveles de yesos.
- **166:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **167:** 5,0 m cubierto.
- **168:** 1,0 m de lutitas amarillas
- **169:** 2,0 m de brechas carbonáticas, recrystalizadas.
- **Techo:** Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

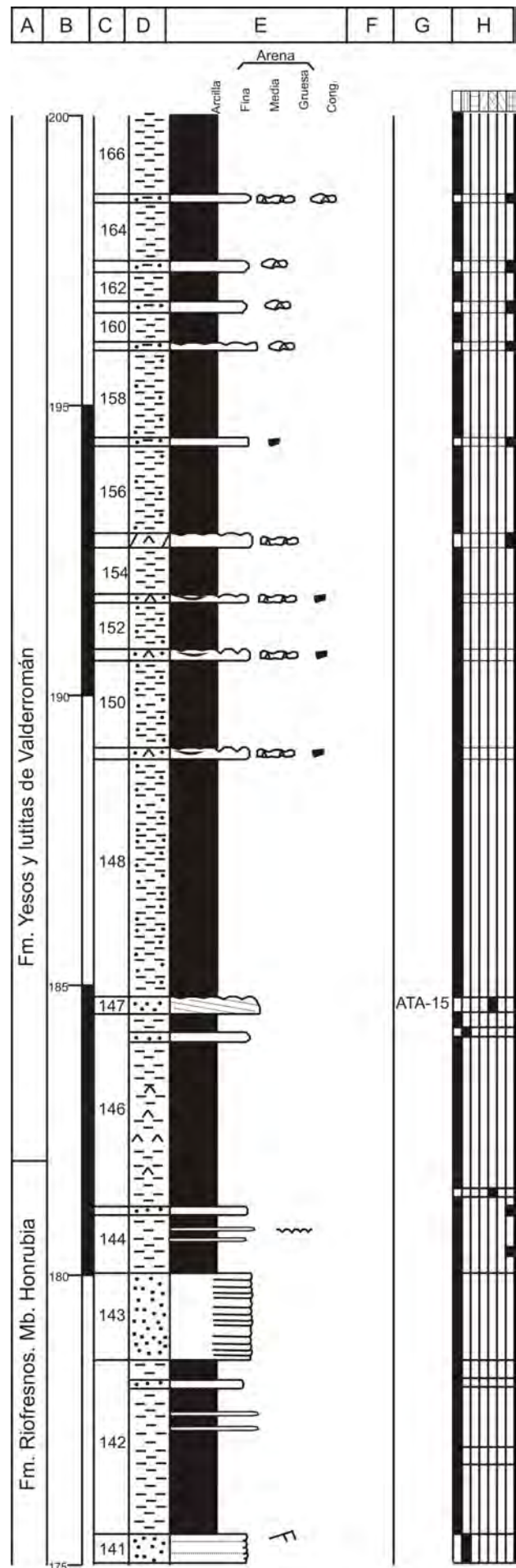


Fig. A1.-25h. Continuación C. de Atalaya.

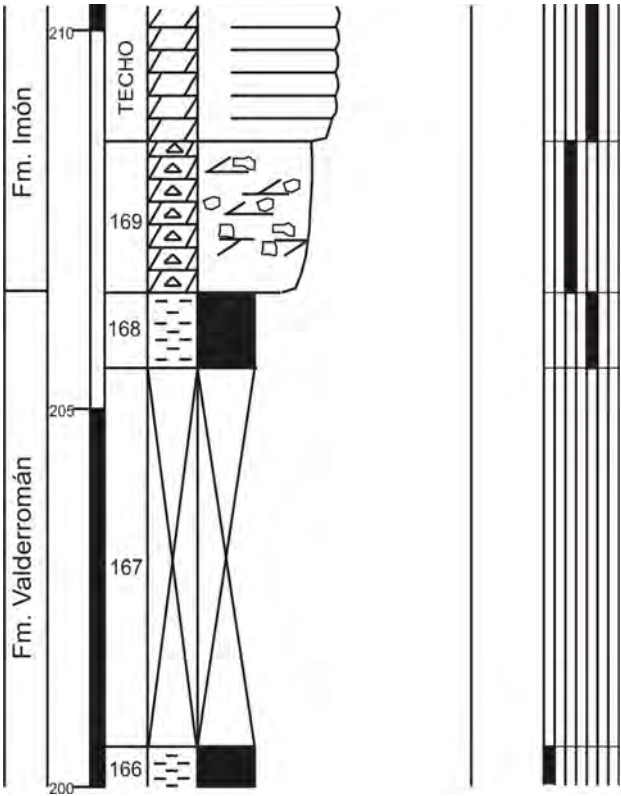


Fig. A1.-25i. Continuación C. de Atalaya.

22. COLUMNA DE CAÑICERA

Hoja: 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en las laderas al NE de la localidad abandonada de Cañicera.

Espesor total: 60 m.

Dirección y buzamiento: N55°E/28°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 490980,22

Y: 4575939,09

Techo: X: 491001,12

Y: 4576779,84

- **Base:** Arcosas rojas, de grano fino.
- **1:** 1,0 m semicubierto. Arcosas rojas, de grano fino.
- **2:** 3,0 m de cuarzoarenitas ocre, de grano medio. Laminación paralela a base. En el resto del tramo estratificación cruzada planar en *sets* decimétricos. *Ripples* a techo. Muestras: CAÑ-1.
- **3:** 1,0 m de lutitas gris oscuras, muy compactas.
- **4:** 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino, con grietas de retracción.
- **5:** 0,5 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **6:** 0,15 m de dolomías, ocre de grano fino, con grietas de retracción.
- **7:** 1,0 m de lutitas gris oscuras, muy compactas.
- **8:** 0,15 m de dolomías ocre, de grano fino, con grietas de retracción.
- **9:** 0,7 m de lutitas rojas.
- **10:** 2,0 m cubierto.
- **11:** 5,7 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos. Muestras: CAÑ-2.
- **12:** 0,1 m de dolomías blancas, de grano fino. *Ripples* a techo. Muestras: CAÑ-3.
- **13:** 1,5 m de lutitas grises.
- **14:** 0,1 m de dolomías amarillas, de grano fino. Bioturbación.
- **15:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos dispersos.
- **16:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino. Grietas de retracción.
- **17:** 1,5 m de lutitas gris oscuras con nódulos carbonáticos.

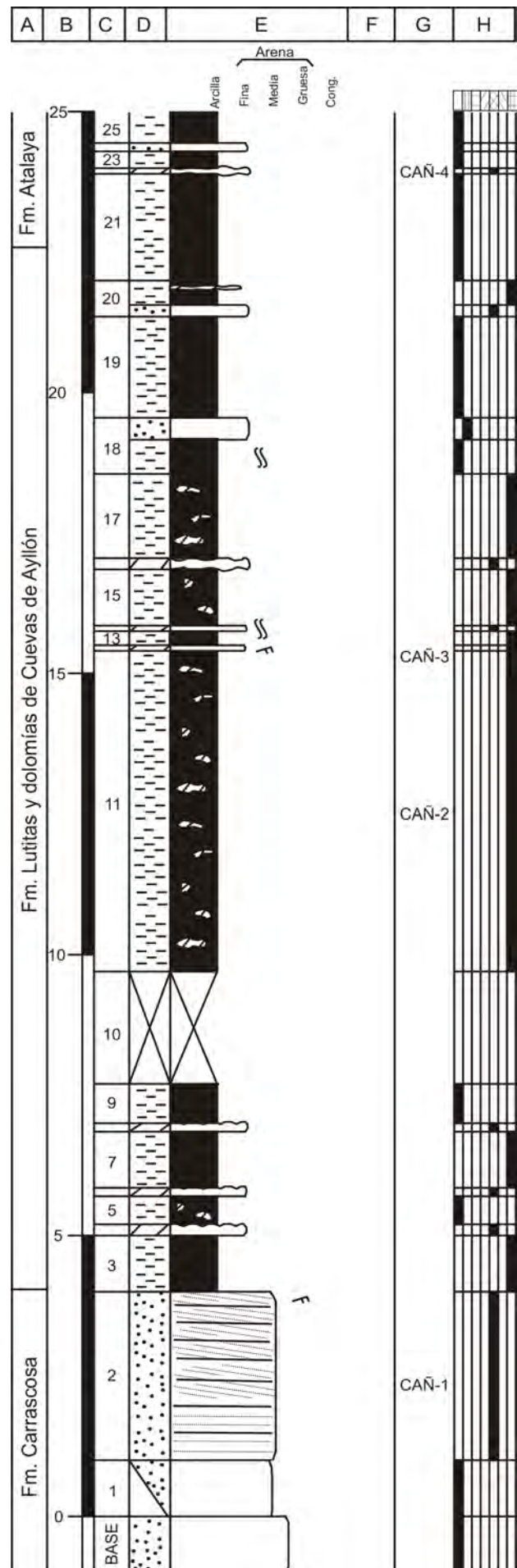


Fig. A1.-26a. Columna de Cañicera.

- **18:** 1,0 m de lutitas rojas, con un nivel de arcosas naranjas, de grano fino a techo. Bioturbación.
- **19:** 1,8 m de lutitas rojas.
- **20:** 0,5 m la base del tramo está formada por 20 cm de arcosas ocre, de grano fino. Los restantes 30 cm son lutitas margosas grises, con costras carbonáticas a techo.
- **21:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **22:** 0,1 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino. Grietas de retracción a techo.
- **23:** 0,3 m de lutitas rojas.
- **24:** 0,1 m de arcosas rojas, de grano fino, algo lutíticas. Muestras: CAÑ-4.
- **25:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **26:** 0,1 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino. Niveles lutíticos grises dentro de la costra.
- **27:** 1,0 m de lutitas naranjas, muy arenosas.
- **28:** 0,2 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino, arenosa a base. Presenta grietas de retracción a techo.
- **29:** 0,8 m de lutitas rojas.
- **30:** 0,2 m de una costra dolomítico-margosa ocre, de grano fino.
- **31:** 5,0 m de lutitas rojas, con nódulos y niveles carbonáticos. Muestras: CAÑ-5.
- **32:** 0,5 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino.
- **33:** 0,1 m de una costra dolomítica arenosa, de grano fino. Grietas de retracción a techo.
- **34:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **35:** 0,15 m de una costra dolomítica arenosa, de grano fino. Grietas de retracción a techo.
- **36:** 2,25 m de lutitas rojas, con niveles y nódulos dispersos carbonático-margosos.
- **37:** 0,15 m de una costra dolomítico-margosa gris, de grano fino. Grietas de retracción a techo.
- **38:** 1,0 m de lutitas rojas.
- **39:** 0,15 m de una costra dolomítica gris, recristalizadas.
- **40:** 0,7 m de lutitas rojas.
- **41:** 0,1 m de una costra dolomítica gris, recristalizadas,

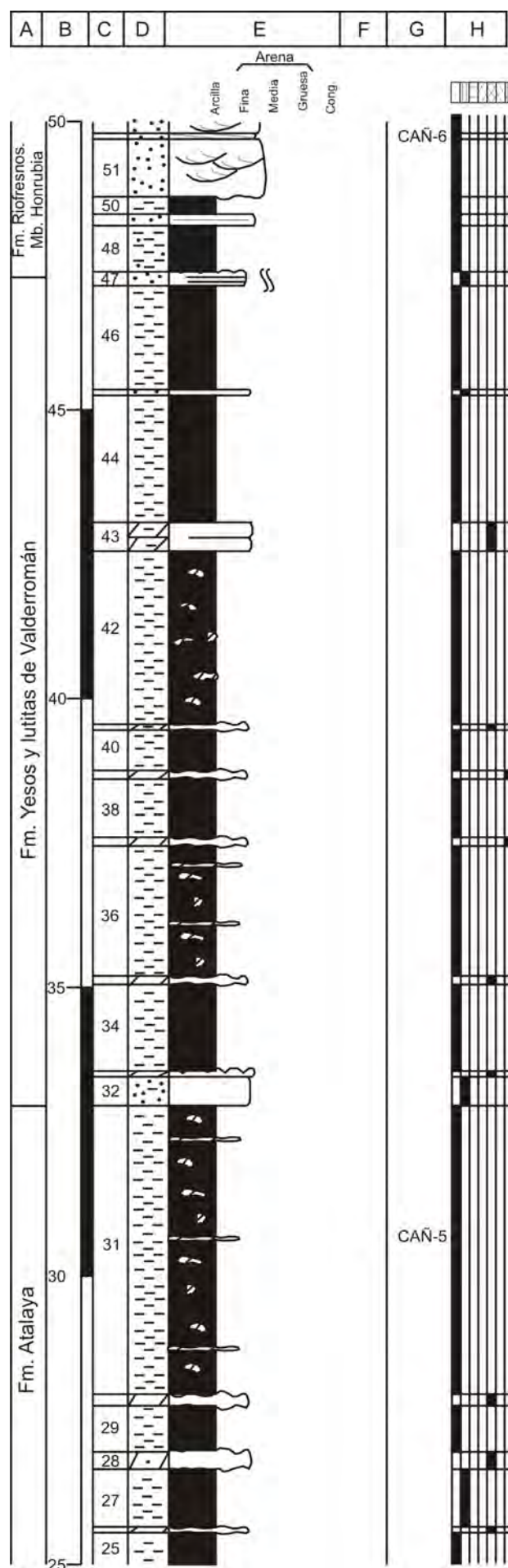


Fig. A1.-26b. Continuación C. de Cañicera.

con lutitas. Grietas de retracción a techo.

- **42:** 3,0 m de lutitas rojas, con niveles carbonáticos ocre a techo.

- **43:** 0,5 m de dolomías lutíticas grises, recrystalizadas, tableadas.

- **44:** 2,2 m de lutitas rojas, con niveles arenosos, naranjas, de grano fino a techo.

- **45:** 0,1 m de arcosas naranjas, de grano fino.

- **46:** 1,8 m de lutitas rojas, arenosas a techo.

- **47:** 0,25 m de arcosas lutíticas naranjas, de grano fino. Tableadas. Grietas de retracción y bioturbación a techo.

- **48:** 0,8 m de lutitas arenosas rojas.

- **49:** 0,2 m de subarcosas rosas, de grano fino. Laminación paralela.

- **50:** 0,3 m de lutitas arenosas rojas.

- **51:** 1,0 m de subarcosas rosas, de grano medio-fino, poco cementadas. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de 25 cm.

- **52:** 0,1 m de arcosas rosas, de grano fino. Estratificación cruzada planar. Muestras: CAÑ-6.

- **53:** 0,5 m de arcosas rojas, de grano medio-fino, poco cementadas y lutíticas a techo. Presentan estratificación cruzada de surco en tres *sets* de 15 cm.

- **54:** 0,15 m de subarcosas rosas de grano fino. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N60°E.

- **55:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.

- **56:** 0,7 m de subarcosas rosas de grano fino, poco cementadas. Presentan base erosiva. Estratificación cruzada de surco en varios *sets* de unos 20 cm.

- **57:** 0,2 m de lutitas arenosas rojas.

- **58:** 1,3 m de subarcosas rosas de grano fino, poco cementadas. Base erosiva. Estratificación cruzada de surco en *sets* de 25 cm. Muestras: CAÑ-7.

- **59:** 0,2 m de subarcosas rosas, de grano fino. Base erosiva. Estratificación cruzada planar. Paleocorrientes: N75°E.

- **60:** 1,2 m de lutitas rojas.

- **61:** 0,15 m de areniscas yesíferas grises, de base y techo irregular.

- **62:** 0,8 m de lutitas rojas.

- **63:** 1,0 m de lutitas margosas grises, con nódulos de carbonato y yeso. Muestras: CAÑ-POLEN-I.

- **64:** 0,7 m de lutitas arenosas ocre, con un nivel de arcosas ocre de grano fino. Grietas de retracción.

- **65:** 0,7 m de lutitas rojas.

- **66:** 0,6 m de lutitas grises, con nódulos de carbonato y yeso.

- **67:** 0,6 m de lutitas rojas.

- **Techo:** Coluvial terciario.

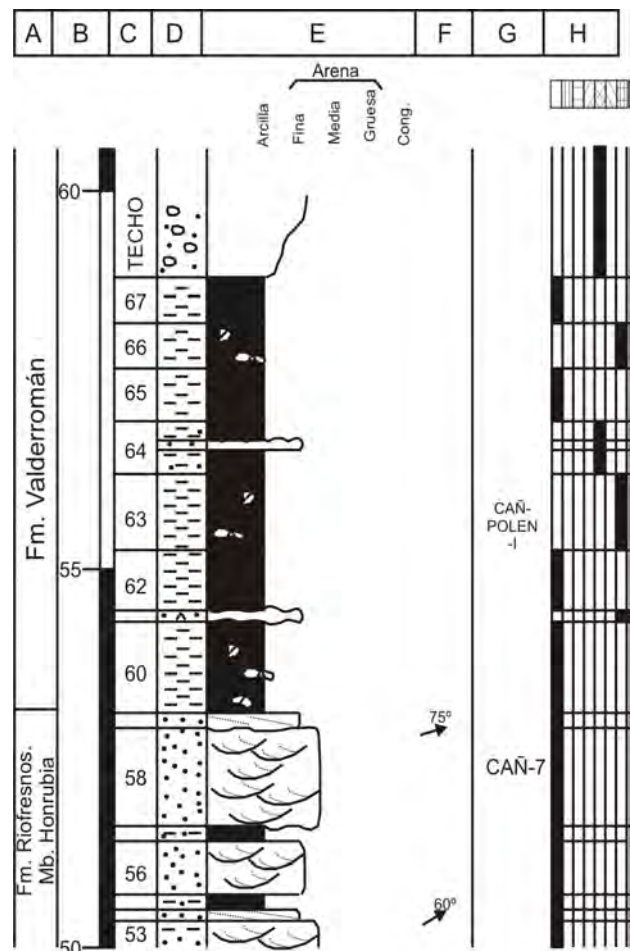


Fig. A1.-26c. Continuación C. de Cañicera.

23. COLUMNA COLLADOS

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en los barrancos del monte Collado al N del pueblo de Valvenedizo.

Espesor total: 96 m.

Dirección y buzamiento: N70°E/18°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 494249,65

Y: 4573426,40

Techo: X: 494381,91

Y: 4573780,53

- **Base:** Lutitas margosas grises, con nódulos carbonáticos y niveles de yesos.

- **1:** 0,3 m de yesos y lutitas, blancos y naranjas, fibrosos.

- **2:** 7,2 m de lutitas grises oscuras, arenosas a techo. Niveles de cuarzoarenitas grises de grano fino. Nódulos de yeso y dolomía. Huellas de raíces. Bivalvos inclasificables.

- **3:** 0,6 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino-medio, poco cementadas. Presentan nódulos de óxidos de Fe. Estratificación cruzada planar. Restos vegetales.

- **4:** 0,7 m de cuarzoarenitas ocre, de grano medio, poco cementadas. Presentan pequeños óxidos de Fe. Laminación paralela.

- **5:** 0,25 m de cuarzoarenitas blancas, de grano fino, poco cementadas. Presentan nódulos de Fe de no más de 5 mm y *climbing ripples*.

- **6:** 0,2 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino, poco cementadas. Nódulos de Fe y *ripples* de oscilación.

- **7:** 0,3 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino, poco cementadas. Laminación paralela.

- **8:** 0,15 m de cuarzoarenitas naranjas, de grano fino, poco cementadas. Nódulos de Fe y *ripples* de oscilación. Muestras: COLL-1.

- **9:** 0,25 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino, poco cementadas. Laminación paralela. *Ripples* a techo.

- **10:** 0,5 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino, poco cementadas. Bioturbación y con *ripples* de oscilación a techo.

- **11:** 1,0 m de lutitas margosas grises.

- **12:** 2,0 m cubierto.

- **13:** 5,3 m de lutitas grises oscuras, con niveles carbonáticos de menos de 5 cm.

- **14:** 0,1 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino,

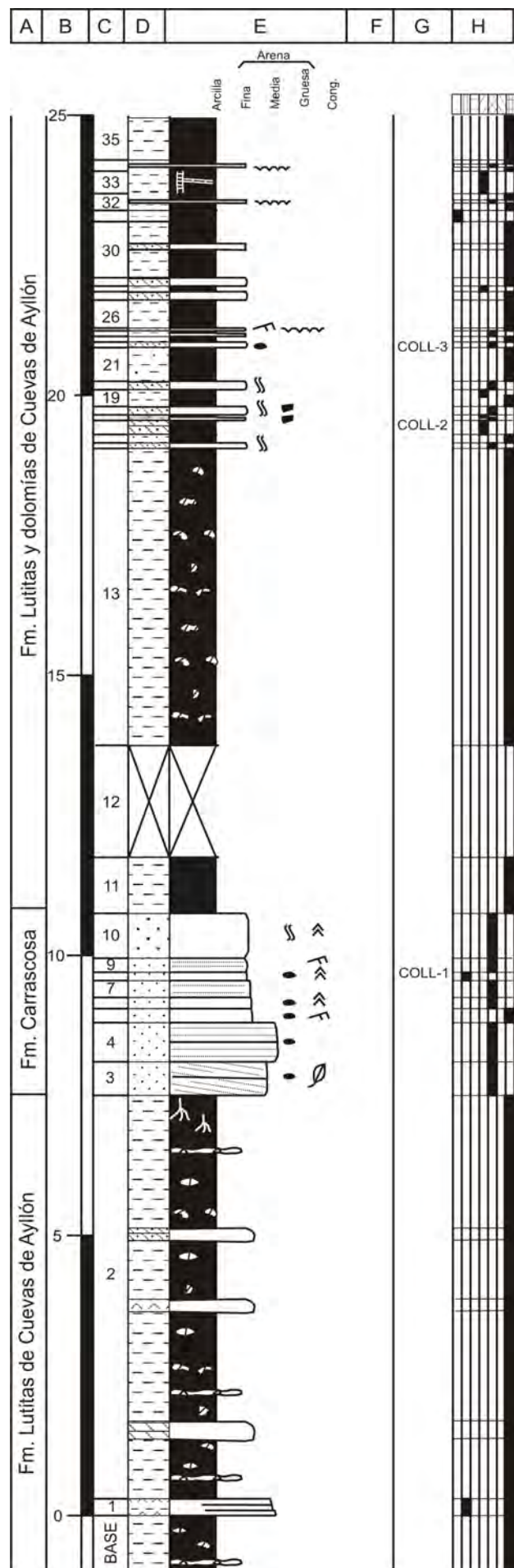


Fig. A1.-27a. Columna de Collados.

cementadas por carbonato. Bioturbación.

- 15: 0,15 m de lutitas arenosas grises.

- 16: 0,25 m de arcillas negras lajosas. Muestras: COLL-2.

- 17: 0,1 m de cuarzoarenitas ocreas, de grano fino, con cemento carbonático. Cantos blandos de 5 mm. A techo pasa a lutitas negras.

- 18: 0,15 m de cuarzoarenitas ocreas, de grano fino, con cemento carbonático. Bioturbación y cantos blandos dispersos.

- 19: 0,3 m de lutitas grises a base y negras, lajosas a techo.

- 20: 0,15 m de cuarzoarenitas ocreas, de grano fino, cementadas por carbonato. Bioturbación.

- 21: 0,6 m de lutitas arenosas grises.

- 22: 0,1 m de dolomías ocreas, de grano fino. Nódulos de Fe. Muestras: COLL-3.

- 23: 0,1 m de lutitas arenosas grises.

- 24: 0,1 m de dolomías ocreas, de grano fino que pasan a margas a techo. Presentan *ripples* y grietas de retracción a techo.

- 25: 0,1 m de dolomías blancas, recrystalizadas.

- 26: 0,5 m de lutitas margosas grises.

- 27: 0,15 m de dolomías blancas, recrystalizadas.

- 28: 0,1 m de lutitas negras.

- 29: 0,15 m de dolomías blancas, recrystalizadas.

- 30: 1,0 m de lutitas margosas grises.

- 31: 0,2 m de lutitas rojas.

- 32: 0,3 m de alternancia de lutitas grises y niveles de dolomías ocreas, recrystalizados. Grietas de retracción.

- 33: 0,4 m de lutitas negras, con enrejado de dolomías.

- 34: 0,2 m de alternancia de lutitas margosas grises y cuatro niveles de dolomías ocreas, de grano fino, con grietas de desecación.

- 35: 1,5 m de lutitas grises.

- 36: 0,1 m de dolomías arenosas ocreas, de grano fino.

- 37: 0,15 m de lutitas rojas.

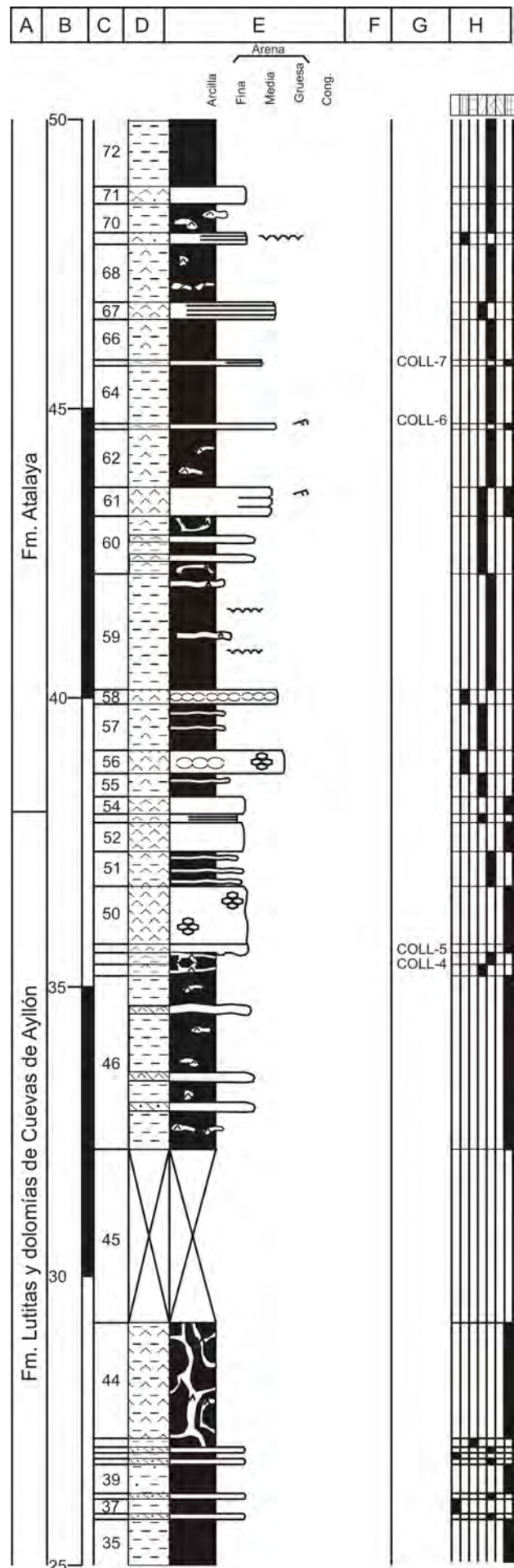


Fig. A1.-27b. Continuación C. de Collados.

COLL-6.

- 64: 1,0 m de lutitas ocre.
- 65: 0,1 m de yesos blancos laminados. Muestras: COLL-7
- 66: 0,7 m de lutitas ocre.
- 67: 0,3 m de yesos negros. laminados y nodulares.
- 68: 1,0 m de lutitas ocre, con nódulos de yeso y niveles de nódulos dolomíticos irregulares.
- 69: 0,2 m de cuarzoarenitas yesíferas naranjas, de grano fino. Grietas de desecación.
- 70: 0,5 m de lutitas ocre, con nódulos de yeso.
- 71: 0,3 m de cuarzoarenitas ocre, de grano muy fino.
- 72: 1,5 m de lutitas ocre.
- 73: 0,4 m de yesos naranjas y negros, laminados.
- 74: 0,2 m de lutitas ocre.
- 75: 0,2 m de yesos negros laminados.
- 76: 0,3 m de lutitas ocre.
- 77: 0,2 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino. Laminación paralela difusa.
- 78: 2,0 m de lutitas grises.
- 79: 0,1 m de cuarzoarenitas ocre, de grano fino. *Ripples* a techo.
- 80: 2,0 m de lutitas arenosas grises.
- 81: 0,6 m de cuarzoarenitas ocre, de grano medio. Presentan *ripples* y costras milimétricas de yeso, a techo.
- 82: 0,9 m de lutitas arenosas ocre.
- 83: 0,5 m de subarcosas ocre, de grano medio-fino. Presentan *ripples* y costras milimétricas de yeso, a techo.
- 84: 1,0 m de lutitas grises
- 85: 1,0 m de lutitas rojas, con nódulos de yeso.
- 86: 0,2 m de yesos negros, naranjas y rojos, laminados.
- 87: 1,0 m de lutitas moradas.
- 88: 0,55 m de alternancia de lutitas rojas y niveles de yesos.
- 89: 0,8 m de lutitas rojas, con nódulos de yesos.

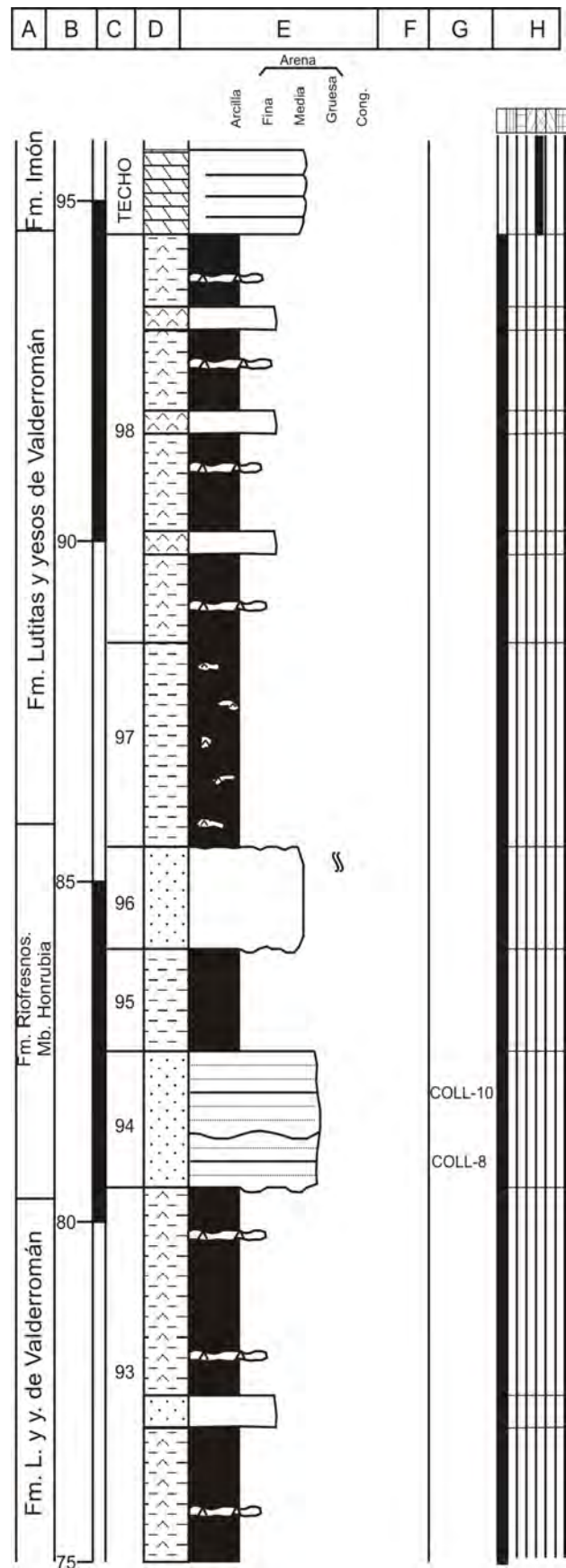


Fig. A1.-27d. Continuación C. de Collados.

- **90:** 0,4 m de yesos blancos nodulares.

- **91:** 10,5 m de alternancia de lutitas rojas y yesos, tanto en niveles fibrosos, como en bancos de carácter masivo. Muestras: COLL-9.

- **92:** 1,5 m de lutitas, rojas y grises, algo margosas.

- **93:** 6,0 m de lutitas rojas yesíferas, con nódulos de yeso y niveles de arcosas rojas, de grano fino, a techo.

- **94:** 2,0 m de subarcosas rojas, de grano medio a grueso, poco cementadas. Presentan laminación paralela. Muestras: COLL-8 y COLL-10.

- **95:** 1,5 m de lutitas rojas.

- **96:** 1,5 m de subarcosas rojas de grano medio. Bioturbación y con grietas de retracción a techo.

- **97:** 3,0 m de lutitas rojas, con nódulos de yeso.

- **98:** 7,0 m de alternancia de lutitas rojas y yesos, tanto en niveles fibrosos como bancos masivos.

- **Techo:** Dolomías amarillas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

24. COLUMNA DE VALPERROCHES

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa en los abruptos barrancos de la Sierra de Valperroches, al S de Tarancueña.

Espesor total: 153 m.

Dirección y buzamiento: N58°E/19°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 495421,36

Y: 4574858,57

Techo: X: 495728,28

Y: 4575415,25

- **Base:** Lutitas de color gris claro.
- **1:** 0,15 m de dolomías blancas, de grano fino.
- **2:** 5,5 m de lutitas grises claras, compactas, con nódulos y costras carbonáticas. Muestras: VAL-1.
- **3:** 0,15 m de dolomías blancas, de grano fino. Grietas de retracción a techo. Muestras: VAL-2.
- **4:** 0,5 m de lutitas grises, compactas.
- **5:** 0,15 m de dolomías blancas, de grano fino. Grietas de retracción a techo.
- **6:** 4,2 m de lutitas grises, compactas.
- **7:** 2,1 m de lutitas arenosas grises, con niveles milimétricos de costras carbonáticas. Hacia la mitad del tramo presentan un nivel de areniscas lutíticas.
- **8:** 1,0 m de lutitas grises, con abundantes niveles de hasta 2 cm. de costras dolomíticas, con lutitas.
- **9:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **10:** 0,9 m de lutitas blancas, arenosas a techo.
- **11:** 2,0 m de lutitas margosas grises. Abundantes niveles de hasta 2 cm. de costras dolomíticas, con bioturbación y grietas de retracción. Muestras: VAL-3.
- **12:** 0,6 m de lutitas rojas.
- **13:** 2,0 m de lutitas marrones, con niveles de cuarzoarenitas grises, de grano fino, con cemento dolomítico.
- **14:** 0,15 m de dolomías ocre, de grano fino.
- **15:** 0,3 m de lutitas negras, compactas.
- **16:** 0,3 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos dispersos.
- **17:** 1,0 m de lutitas grises, compactas.

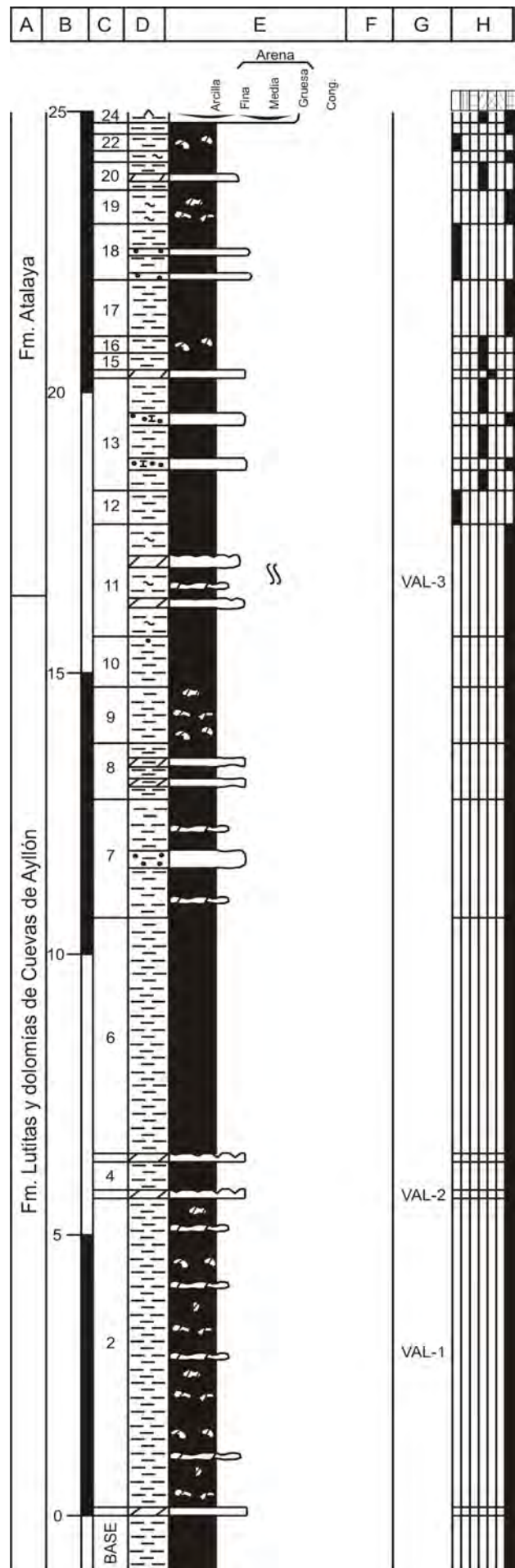


Fig. A1.-28a. Columna de Valperroches.

- **18:** 1,0 m de lutitas rojas, con un nivel de 10 cm de cuarzoarenitas rojas, de grano fino, poco cementadas.
- **19:** 0,6 m de lutitas margosas grises, con nódulos carbonáticos.
- **20:** 0,5 m de lutitas marrones, con niveles milimétricos de costras carbonáticas a techo.
- **21:** 0,2 m de lutitas margosas grises.
- **22:** 0,3 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **23:** 0,2 m de lutitas grises.
- **24:** 0,35 m de yeso, blanco y negro, laminado y masivo, con niveles lutíticos rojos, compactos.
- **25:** 4,5 m de lutitas rojas, con intercalaciones de niveles de hasta 3 cm de yesos blancos.
- **26:** 0,9 m de yesos masivos
- **27:** 0,7 m de lutitas arenosas rojas, con nódulos y niveles fibrosos de yeso blanco. Muestras: VAL-4.
- **28:** 1,2 m de yesos rosas reemplazando a halita.
- **29:** 1,0 m de yesos masivos y nodulares. Muestras: VAL-5.
- **30:** 0,5 m de lutitas grises, con travéculas de yesos blancos.
- **31:** 0,2 m de varios niveles de yesos blancos fibrosos.
- **32:** 1,0 m de lutitas moradas, con abundantes nódulos de yesos.
- **33:** 6,0 m de lutitas moradas, con abundantes nódulos de yesos.
- **34:** 0,8 m de lutitas moradas, con costras dolomíticas milimétricas, de grano fino.
- **35:** 1,5 m de lutitas rojas.
- **36:** 0,3 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **37:** 0,1 m de lutitas rojas, con nódulos y niveles carbonáticos milimétricos carbonáticos y yesíferos.
- **38:** 0,15 m de dolomías grises, de grano fino.
- **39:** 2,5 m de lutitas rojas. Muestras: VAL-6.
- **40:** 0,4 m de dolomías grises, de grano fino.
- **41:** 6,2 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **42:** 0,5 m de lutitas grises, con niveles milimétricos de

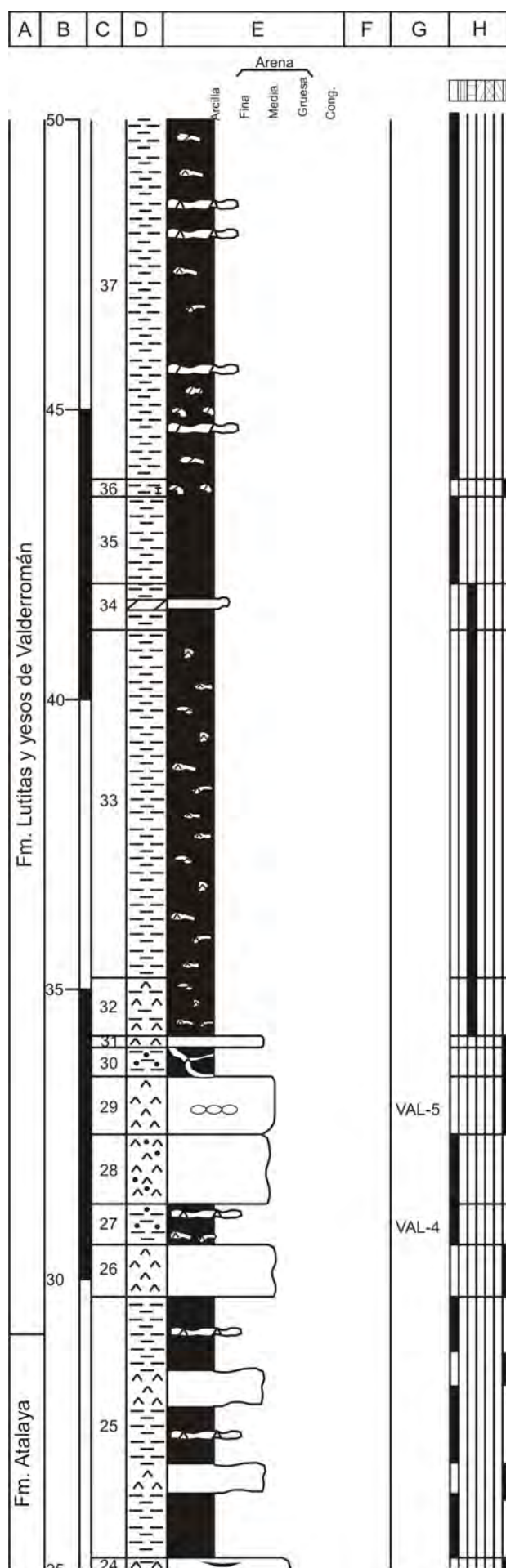


Fig. A1.-28b. Continuación C. de Valperroches.

costras carbonáticas.

- **43**: 6,2 m de lutitas rojas, arenosas a techo.
- **44**: 0,1 m de arcosas rojas de grano fino.
- **45**: 0,5 m de lutitas arenosas grises.
- **46**: 0,15 m de arcosas rojas de grano fino.
- **47**: 0,3 m de lutitas arenosas rojas.
- **48**: 0,15 m de arcosas rojas de grano fino.
- **49**: 0,8 m de lutitas arenosas rojas.
- **50**: 0,2 m de arcosa rojas, de grano fino-medio, tableadas. *Ripples* a techo. Muestras: VAL-7.
- **51**: 0,4 m de lutitas arenosas rojas.
- **52**: 0,2 m de arcosas rojas de grano medio. Grietas de desecación a techo. Muestras: VAL-8.
- **53**: 1,0 m de lutitas rojas, con nódulos arenosos.
- **54**: 0,6 m de lutitas moradas, con nódulos y niveles milimétricos de yesos blancos.
- **55**: 0,6 m de lutitas grises, con travéculas de yesos blancos.
- **56**: 2,2 m de yesos versicolores, con diferentes estructuras: masivas, nodulares, laminadas.
- **57**: 1,5 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos y yesíferos.
- **58**: 2,0 m de lutitas arenosas amarillas, con niveles dolomíticos, de grano fino, con grietas de retracción.
- **59**: 2,0 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos y yesíferos Muestras: VAL-10.
- **60**: 1,0 m de yesos blancos masivos y laminares. Muestras: VAL-9 y VAL-11.
- **61**: 2,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **62**: 0,3 m de yesos blancos masivos.
- **63**: 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **64**: 0,2 m de yesos blancos masivos.
- **65**: 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **66**: 0,2 m de yesos blancos masivos.

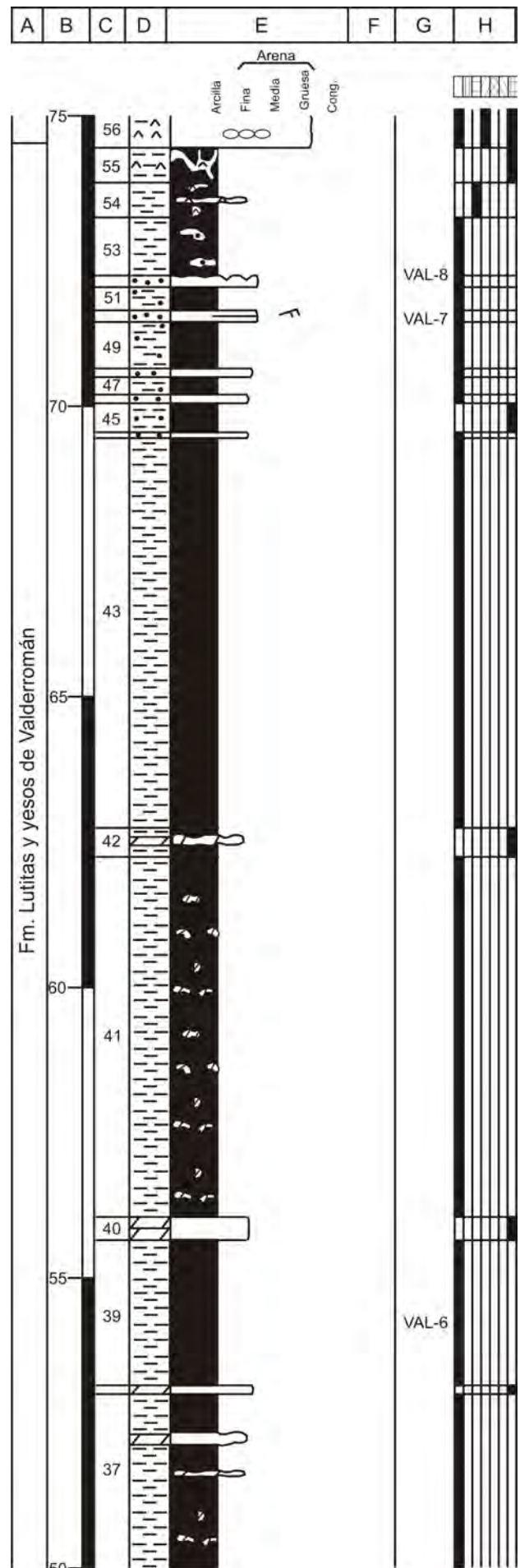


Fig. A1.-28c. Continuación C. de Valperroches.

- **67:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **68:** 0,2 m de yesos blancos masivos. Muestras: VAL-12.
- **69:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **70:** 0,2 m de yesos blancos masivos.
- **71:** 1,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **72:** 0,3 m de yesos blancos masivos.
- **73:** 3,5 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **74:** 0,2 m de costras de yesos, con lutitas grises oscuras.
- **75:** 1,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **76:** 0,3 m de yesos blancos con *ripples*.
- **77:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yesos blancos.
- **78:** 0,3 m de yesos fibrosos, recristalizados.
- **79:** 1,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **80:** 0,2 m de yesos fibrosos, recristalizados.
- **81:** 1,5 m de lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yesos blancos.
- **82:** 0,2 m de unas costras de yesos, con lutitas grises oscuras.
- **83:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **84:** 0,2 m de yesos blancos con *ripples*.
- **85:** 1,5 m de lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yesos blancos.
- **86:** 0,4 m de yesos blancos nodulares. Muestras: VAL-13.
- **87:** 2,5 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **88:** 0,4 m de yesos, blancos y naranjas, nodulares y masivas.
- **89:** 2,0 m de lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yesos blancos.

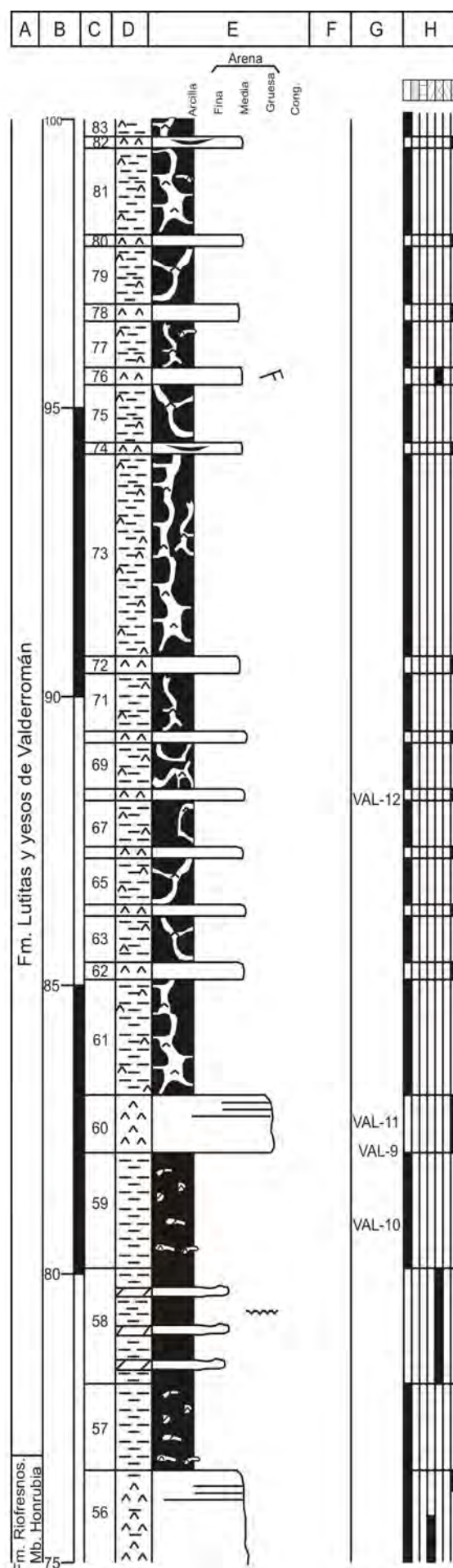


Fig. A1.-28d. Continuación C. de Valperroches.

- **90**: 0,3 m de costras de yesos, con lutitas grises oscuras.
- **91**: 1,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **92**: 0,2 m de yesos blancos, masivos, con *ripples*.
- **93**: 1,0 m de lutitas rojas, con niveles fibrosos de yesos blancos.
- **94**: 0,2 m de yesos fibrosos, recristalizados.
- **95**: 1,0 m de lutitas rojas, con niveles fibrosos de yesos blancos.
- **96**: 0,2 m de unas costras de yesos, con lutitas grises oscuras.
- **97**: 3,5 m de lutitas rojas, con nódulos de yesos y carbonatos.
- **98**: 0,4 m de yesos fibrosos, recristalizados. Muestras: VAL-14.
- **99**: 2,0 m de lutitas rojas, con nódulos de yesos y carbonatos.
- **100**: 0,5 m de yesos versicolores, nodulares. A techo presentan escasos *ripples*.
- **101**: 1,0 m de lutitas rojas.
- **102**: 1,0 m de yesos versicolores, con diferentes morfologías: masivas, nodulares, en venas fibrosas y con intercalaciones de lutitas. Grietas de retracción. Muestras: VAL-15.
- **103**: 0,4 m de lutitas rojas.
- **104**: 0,2 m de yesos blancos, nodulares y con intercalaciones de lutitas.
- **105**: 0,5 m de lutitas rojas.
- **106**: 0,4 m de yesos versicolores, laminados, en diferentes tramos.
- **107**: 0,5 m de lutitas rojas, con niveles de yesos blancos milimétricos.
- **108**: 0,3 m de yesos blancos, nodulares.
- **109**: 2,5 m de alternancia de lutitas rojas y niveles de yesos blancos, masivos.
- **110**: 7,0 m de alternancia de lutitas versicolores con niveles de yesos fibrosos y nodulares.
- **111**: 12,0 m cubierto.

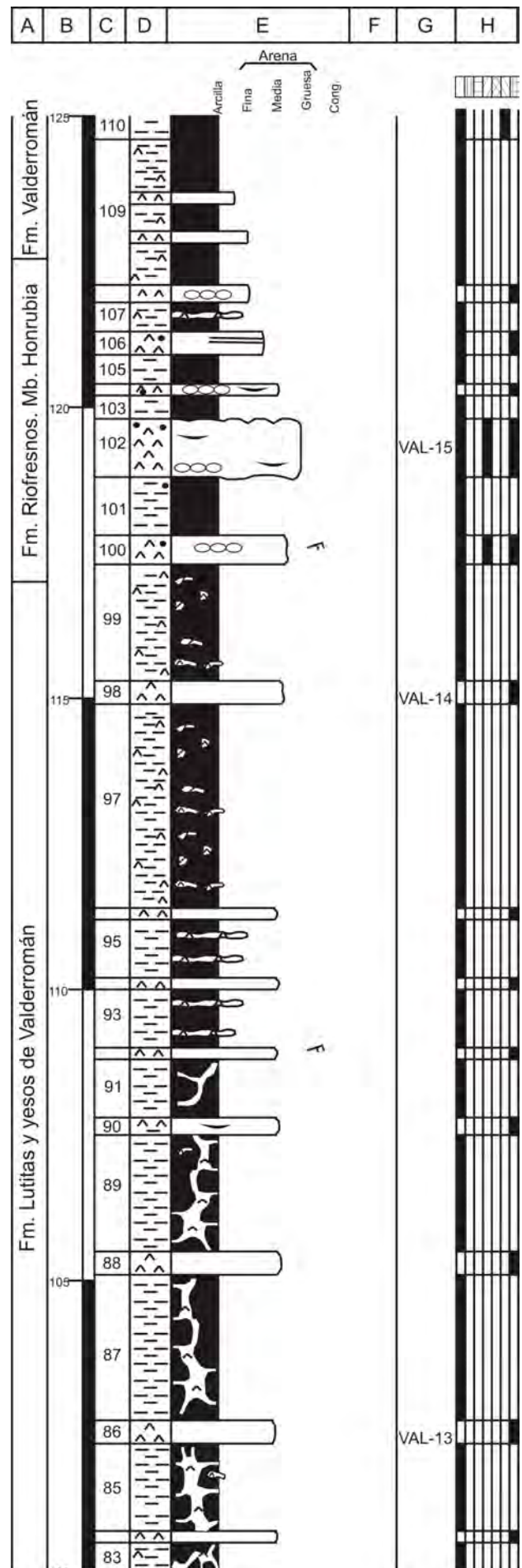


Fig. A1.-28e. Continuación C. de Valperroches.

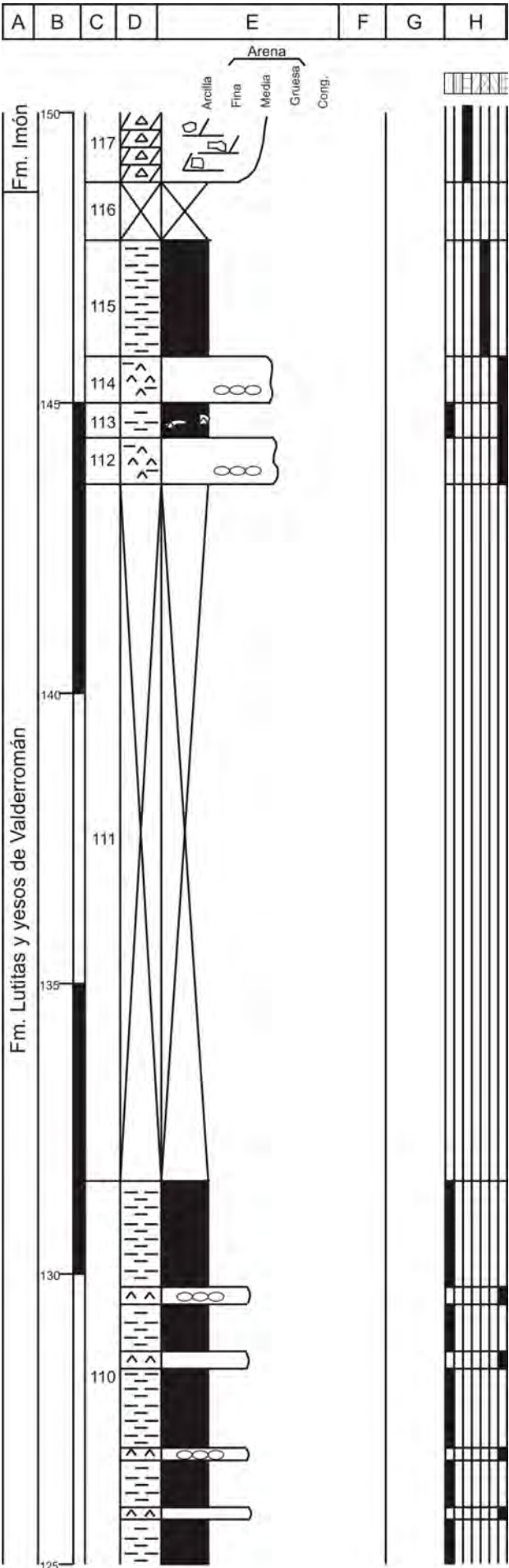


Fig. A1.-28f. Continuación C. de Valperroches.

- **112**: 0,8 m de yesos con diferentes morfologías: masivas, nodulares, en venas fibrosas y con intercalaciones de lutitas.
- **113**: 0,6 m de lutitas versicolores, con nódulos de yesos.
- **114**: 0,8 m de yesos con diferentes morfologías: masivas, nodulares, en venas fibrosas y con intercalaciones de lutitas.
- **115**: 2,0 m de lutitas ocre y amarillas.
- **116**: 1,0 m cubierto.
- **117**: 2,0 m de brechas dolomíticas, recristalizadas
- **Techo**: Dolomías ocre, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

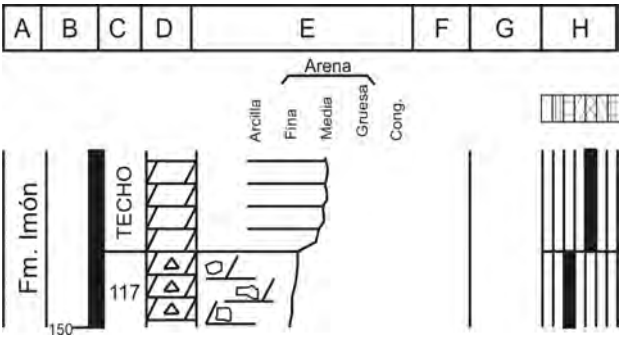


Fig. A1.-28g. Continuación C. de Valperroches.

25. COLUMNAS DE VALDECABRA

Hoja: 405 (Berlanga de Duero) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa 1,5 Km. al N del pueblo de Tarancueña por un camino rural en la ladera del monte Valdecabra.

Espesor total: 75 m.

Dirección y buzamiento: N60°E/19°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 495006,01

Y: 4577796,06

Techo: X: 495271,21

Y: 4577771,72

- **Base:** Lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yeso blanco.

- **1:** 0,2 m de dolomías blancas, de grano fino.

- **2:** 5,0 m de lutitas gris claro, compactas, con nódulos y costras carbonáticas.

- **3:** 0,2 m de dolomías blancas, de grano fino, con grietas de retracción a techo.

- **4:** 1,0 m de lutitas grises compactas.

- **5:** 0,2 m de dolomías blancas, de grano fino, con grietas de retracción a techo.

- **6:** 3,3 m de lutitas grises compactas.

- **7:** 0,6 m de lutitas moradas, con niveles de costras dolomíticas amarillas recrystalizadas.

- **8:** 0,2 m de dolomías blancas, de grano fino.

- **9:** 0,5 m de lutitas moradas.

- **10:** 0,5 m de lutitas rojas.

- **11:** 0,2 m de yeso blanco, masivo.

- **12:** 0,4 m de lutitas grises.

- **13:** 0,25 m de lutitas pardas y verdes, con travéculas de yeso blanco.

- **14:** 0,15 m de yesos blancos, sacaroideos.

- **15:** 1,2 m de lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yeso blanco.

- **16:** 0,2 m de yesos blancos, masivos.

- **17:** 0,55 m de lutitas rojas, con travéculas de yeso blancos.

- **18:** 0,25 m de yesos blancos, nodulares.

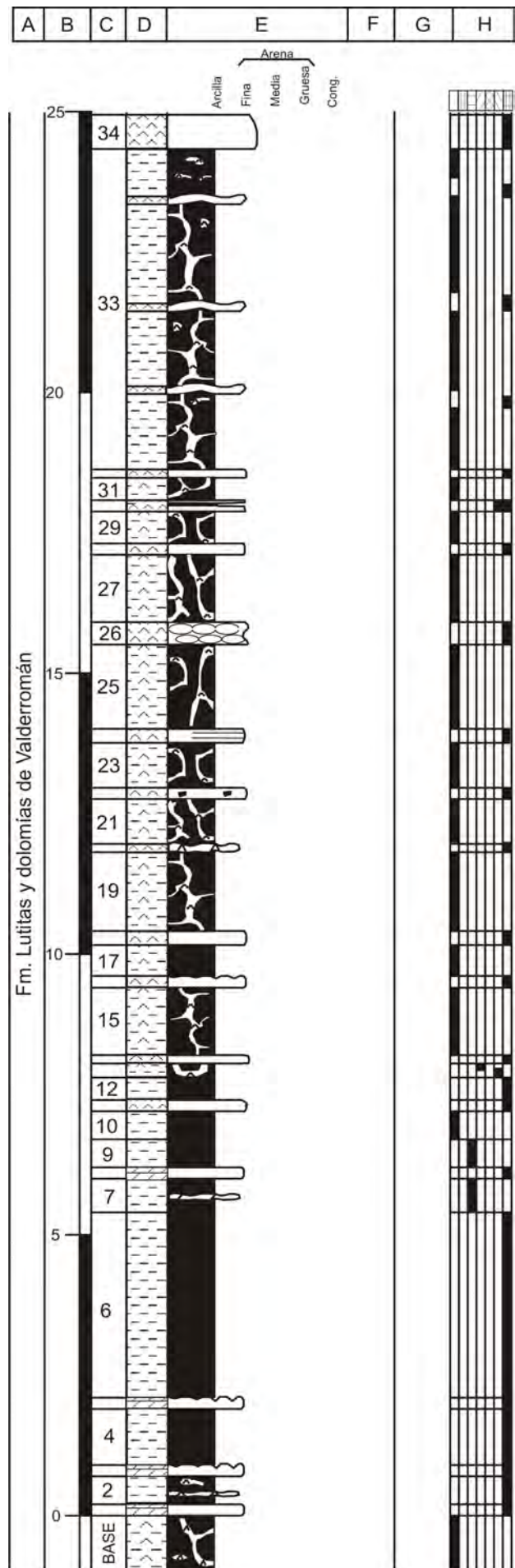


Fig. A1.-29a. Columna de Valdecabra.

- **19:** 1,4 m de lutitas rojas, con niveles grises margosos. Travéculas de yesos blancos en las lutitas rojas.
- **20:** 0,15 m de una costra de yesos blancos.
- **21:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **22:** 0,2 m de yesos blancos, con cantos blandos grises.
- **23:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **24:** 0,15 m de yesos blancos, laminados.
- **25:** 1,5 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **26:** 0,4 m de yesos blancos, nodulares.
- **27:** 1,2 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **28:** 0,2 m de yesos blancos, masivos.
- **29:** 0,57 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **30:** 0,2 m de alternancia de yesos blancos y lutitas verdes.
- **31:** 0,4 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **32:** 0,15 m de yesos blancos, masivos.
- **33:** 5,7 m de lutitas rojas con niveles fibrosos, travéculas y nódulos de yesos blancos de pequeño espesor.
- **34:** 0,6 m de yesos blancos, masivos.
- **35:** 2,35 m de lutitas rojas, con niveles fibrosos, travéculas y nódulos de yesos blancos de pequeño espesor. A techo las lutitas son algo arenosas.
- **36:** 2,4 m de lutitas rojas, con niveles fibrosos, travéculas y nódulos de yesos blancos de pequeño espesor. A techo las lutitas son algo arenosas.
- **37:** 1,9 m de lutitas rojas alternando con niveles de cuarzoarenitas yesíferas grises, de grano fino, con *ripples* a techo.
- **38:** 0,5 m de cuarzoarenitas yesíferas grises, con nódulos de yeso y cantos blandos verdes.
- **39:** 5,0 m de lutitas rojas, con niveles arenoso-yesíferos grises a base. Nódulos de yeso y niveles carbonáticos a techo.

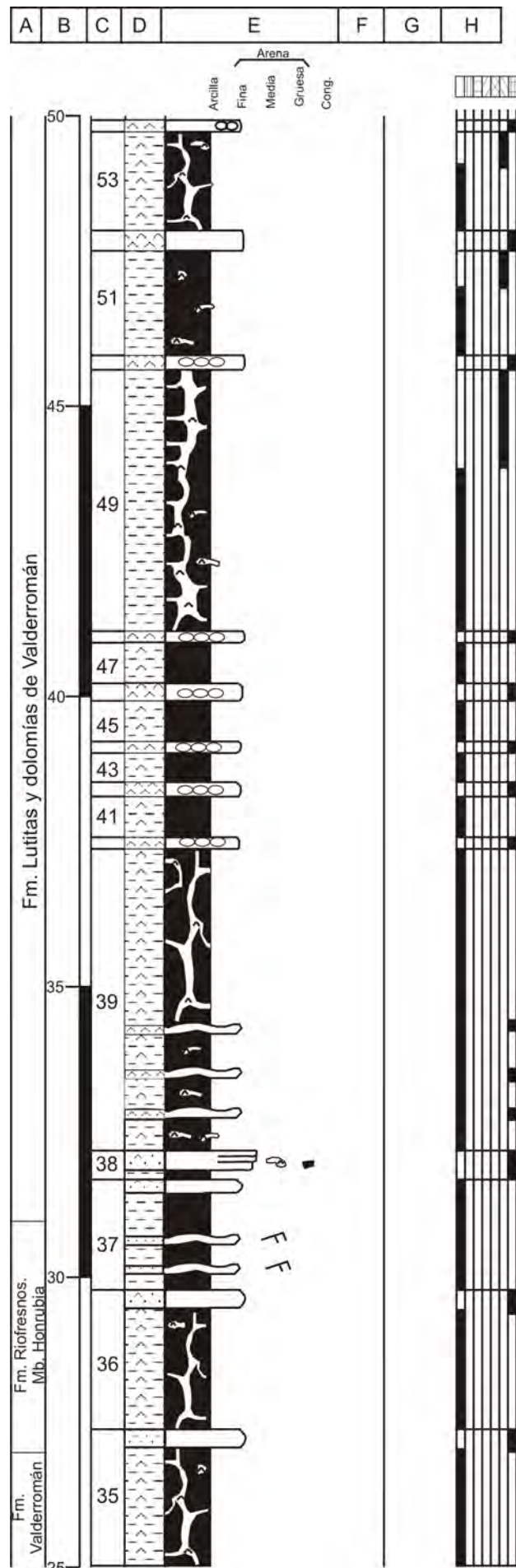


Fig. A1.-29b. Continuación C. de Valdecabra.

- 40: 0,2 m de yesos blancos, nodulares.
- 41: 0,7 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- 42: 0,25 m de yesos blancos, nodulares.
- 43: 0,5 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- 44: 0,2 m de yesos blancos, nodulares.
- 45: 0,7 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- 46: 0,3 m de yesos blancos, nodulares.
- 47: 0,7 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- 48: 0,2 m de yesos blancos, nodulares.
- 49: 4,5 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas y nódulos de yeso.
- 50: 0,25 m de yesos blancos, nodulares.
- 51: 1,8 m de lutitas rojas y verdes, con escasos nódulos de yeso.
- 52: 0,35 m de yesos blancos, masivos.
- 53: 1,7 m de lutitas rojas y verdes, con escasos nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- 54: 0,2 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 55: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- 56: 0,2 m de yesos blancos masivos y nodulares.
- 57: 1,2 m de lutitas rojas y verdes, con nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- 58: 0,25 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 59: 0,9 m de lutitas rojas y verdes. Travéculas de yeso fibroso.
- 60: 0,25 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 61: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- 62: 0,3 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 63: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- 64: 0,35 m de yesos blancos, masivos y nodulares.

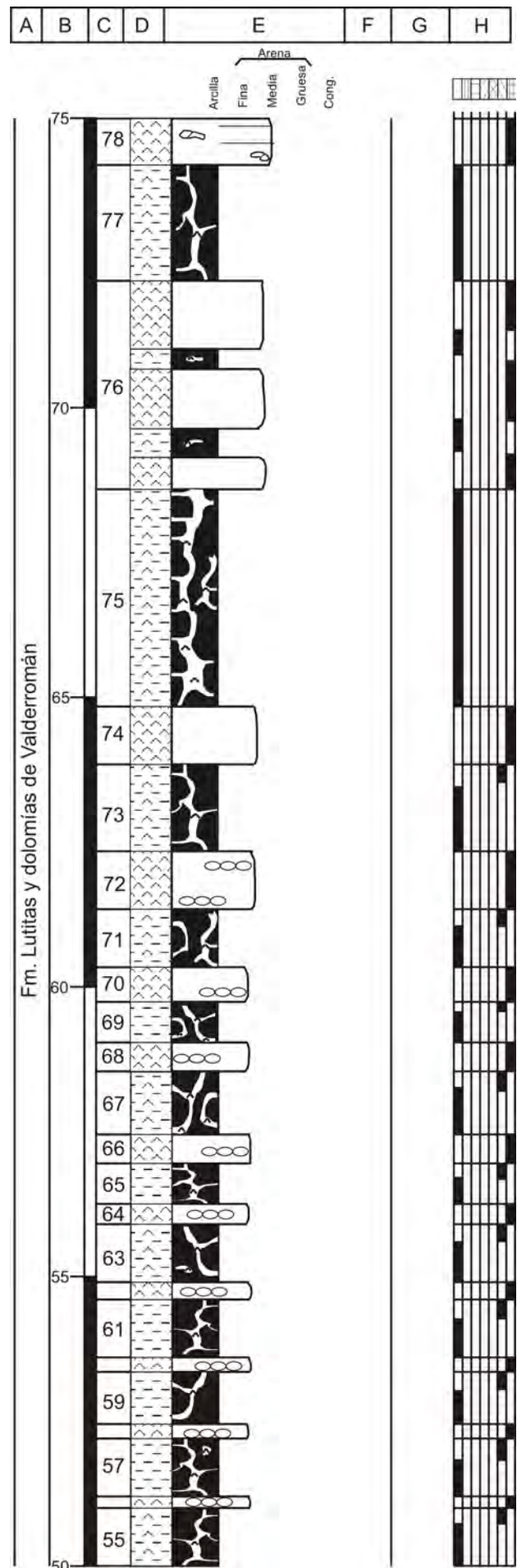


Fig. A1.-29c. Continuación C. de Valdecabra.

- **65:** 0,7 m de lutitas rojas y verdes, con nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- **66:** 0,5 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **67:** 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- **68:** 0,5 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **69:** 0,7 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- **70:** 0,6 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **71:** 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con escasos nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- **72:** 1,0 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **73:** 1,5 m de lutitas rojas y verdes, con nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- **74:** 1,0 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **75:** 3,75 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos fibrosos de hasta 5 cm.
- **76:** 3,6 m de yesos blancos y lutitas rojas, con nódulos, estructura chicken-wire
- **77:** 2,0 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos fibrosos.
- **78:** 0,8 m de yesos, grises y blancos, laminados, con nódulos carbonáticos.
- **79:** 3,8 m cubierto.
- **80:** 2,0 m de lutitas ocreas.
- **81:** 1,0 m de brechas dolomíticas.
- **Techo:** Dolomías ocreas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

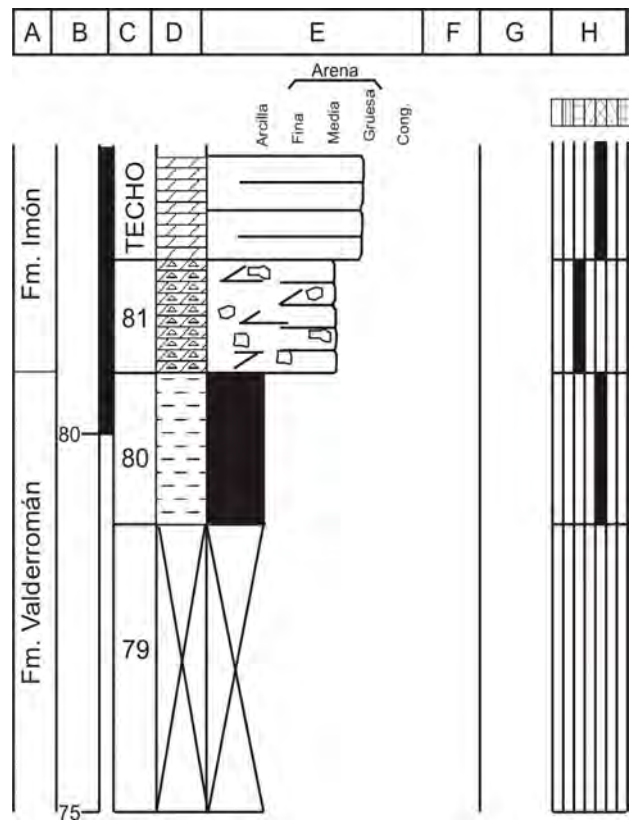


Fig. A1.-29d. Continuación C. de Valdecabra.

26. COLUMNA DE CARRETERA A RETORTILLO DE SORIA

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa 4 Km al W del pueblo de Retortillo de Soria en la zona del Torno Izquierdo y la Lastrilla.

Espesor total:

Dirección y buzamiento: N60°E/19°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 498588,02

Y: 4574651,51

Techo: X: 498626,43

Y: 4575045,11

- **Base:** Lutitas grises compactas.
- **1:** 0,2 m de dolomías amarillas, de grano fino.
- **2:** 5,0 m de lutitas grises, con niveles y nódulos dolomíticos recristalizados.
- **3:** 0,2 m de dolomías amarillas, de grano fino.
- **4:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **5:** 0,2 m de dolomías amarillas, de grano fino.
- **6:** 3,3 m de lutitas moradas y pardas, muy compactas.
- **7:** 0,6 m de lutitas ocreas, con un nivel de costra dolomítica amarilla, de grano fino, en la parte central del tramo.
- **8:** 0,2 m de lutitas moradas.
- **9:** 0,5 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos.
- **10:** 0,2 m de lutitas ocreas.
- **11:** 0,3 m de lutitas pardas y verdes, con travéculas de yeso blanco.
- **12:** 0,4 m de yeso blanco, masivo.
- **13:** 0,15 m de yesos blancos, sacaroideos.
- **14:** 1,2 m de lutitas rojas, con travéculas y nódulos de yeso blanco.
- **15:** 0,2 m de yesos blancos, masivos.
- **16:** 0,55 m de lutitas rojas con travéculas de yeso blancos.
- **17:** 0,25 m de yesos blancos, nodulares.
- **18:** 1,4 m de lutitas rojas, con niveles grises margosos y travéculas de yesos blancos.
- **19:** 0,15 m de una costra de yesos blancos.

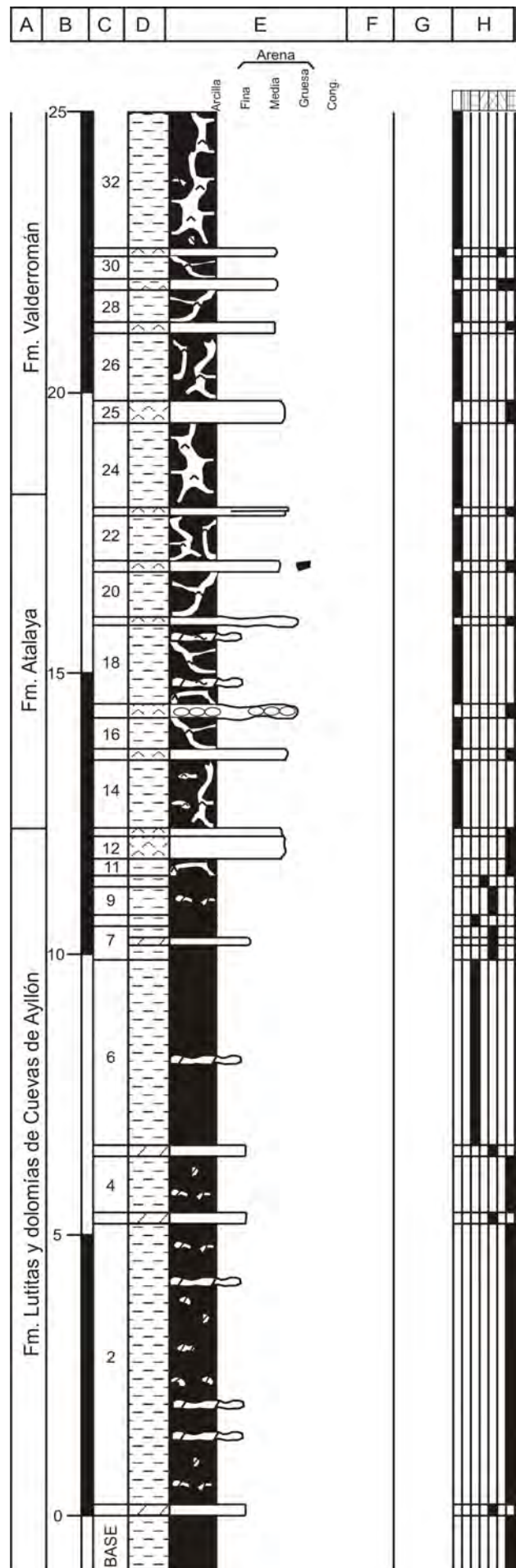


Fig. A1.-30a. Columna de Retortillo.

- **20:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **21:** 0,2 m de yesos blancos, con cantos blandos grises.
- **22:** 0,8 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **23:** 0,15 m de yesos blancos, laminados.
- **24:** 1,5 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **25:** 0,4 m de yesos blancos, nodulares.
- **26:** 1,2 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **27:** 0,2 m de yesos blancos, masivos.
- **28:** 0,57 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **29:** 0,2 m de alternancia de yesos blancos y lutitas verdes.
- **30:** 0,4 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **31:** 0,15 m de yesos blancos, masivos.
- **32:** 5,7 m de lutitas rojas con niveles fibrosos, travéculas y nódulos de yesos blancos de pequeño espesor.
- **33:** 0,6 m de yesos blancos, masivos.
- **34:** 2,35 m de lutitas rojas con niveles fibrosos, travéculas y nódulos de yesos blancos de pequeño espesor. A techo las lutitas son algo arenosas.
- **35:** 2,4 m de lutitas rojas con niveles fibrosos, travéculas y nódulos de yesos blancos de menos de 2 cm.
- **36:** 5,0 m de lutitas rojas, con niveles yesíferos grises a base Nódulos de yeso y niveles carbonáticos a techo.
- **37:** 0,2 m de yesos blancos, nodulares.
- **38:** 0,7 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **39:** 0,25 m de yesos blancos, nodulares.
- **40:** 0,5 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- **41:** 0,2 m de yesos blancos, nodulares.
- **42:** 0,7 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.

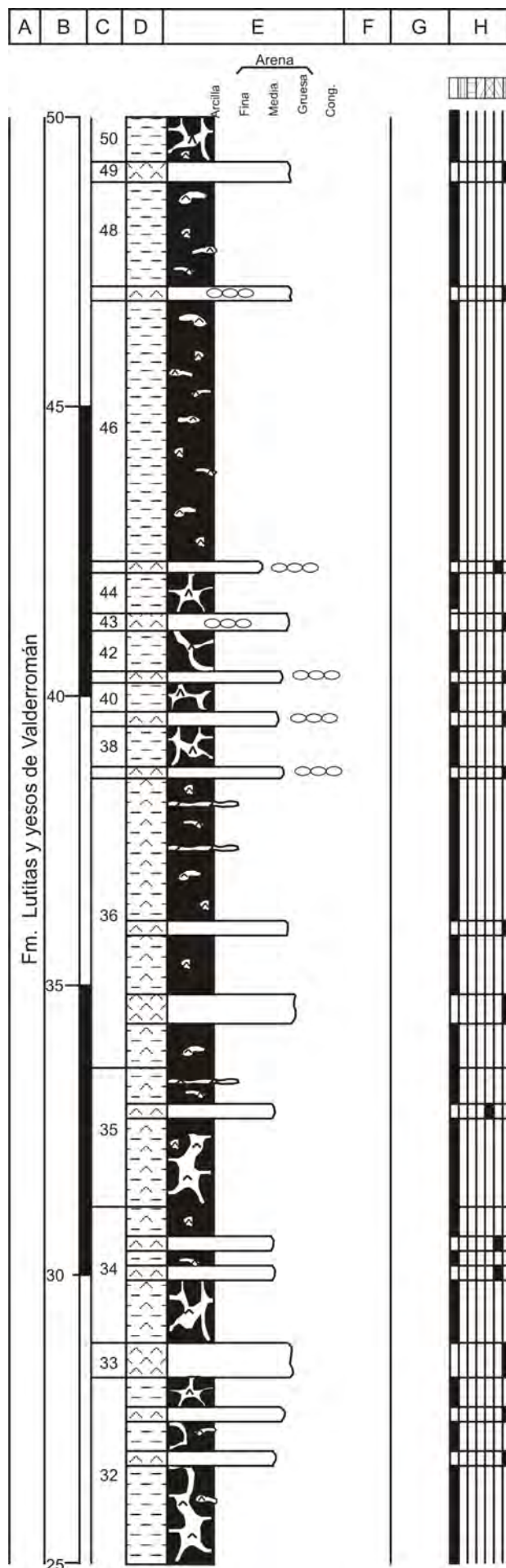


Fig. A1.-30b. Continuación C. de Retortillo.

- 43: 0,3 m de yesos blancos, nodulares.
- 44: 0,7 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos blancos.
- 45: 0,2 m de yesos blancos, nodulares.
- 46: 4,5 m de lutitas rojas y verdes, con escasos nódulos de yeso.
- 47: 0,25 m de yesos blancos, nodulares.
- 48: 1,8 m de lutitas rojas y verdes, con escasos nódulos de yeso.
- 49: 0,35 m de yesos blancos, masivos.
- 50: 1,7 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso y escasos nódulos de yeso.
- 51: 0,2 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 52: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- 53: 0,2 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 54: 1,2 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso y escasos nódulos de yeso.
- 55: 0,25 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 56: 0,9 m de lutitas rojas y verdes. Travéculas de yeso fibroso.
- 57: 0,25 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 58: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- 59: 0,3 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 60: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso y escasos nódulos de yeso.
- 61: 0,35 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 62: 0,7 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso y nódulos de yeso.
- 63: 0,5 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 64: 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.
- 65: 0,5 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- 66: 0,7 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso.

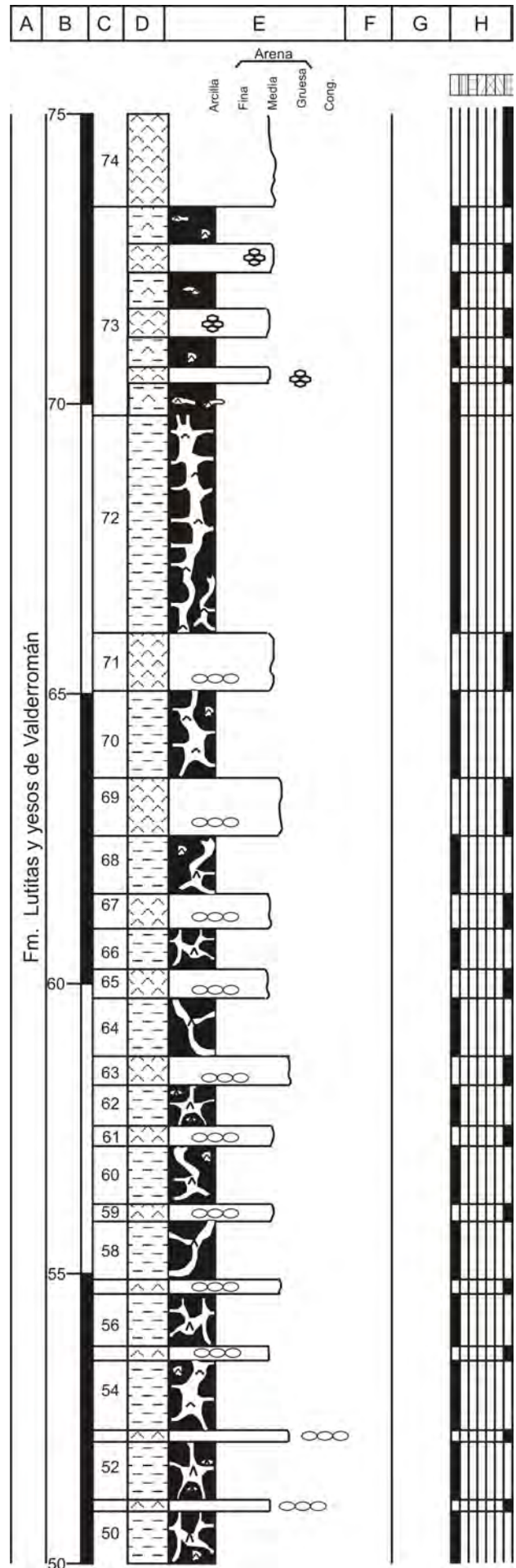


Fig. A1.-30c. Continuación C. de Retortillo.

- **67:** 0,6 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **68:** 1,0 m de lutitas rojas y verdes, con travéculas de yeso fibroso y escasos nódulos de yeso.
- **69:** 1,0 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **70:** 1,5 m de lutitas rojas y verdes, con nódulos de yeso y travéculas de yeso fibroso.
- **71:** 1,0 m de yesos blancos, masivos y nodulares.
- **72:** 3,75 m de lutitas rojas, con travéculas de yesos fibrosos de hasta 5 cm.
- **73:** 3,6 m de yesos blancos y lutitas rojas, con nódulos de yeso. Estructura chicken-wire.
- **74:** 2,0 m de yesos blancos, masivos.
- **75:** 0,8 m de yesos grises y blancos, laminados y nodulares.
- **76:** 3,8 m cubierto.
- **77:** 2,0 m de lutitas ocreas.
- **78:** 1,5 m de brechas dolomíticas.
- **Techo:** Dolomías ocreas, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

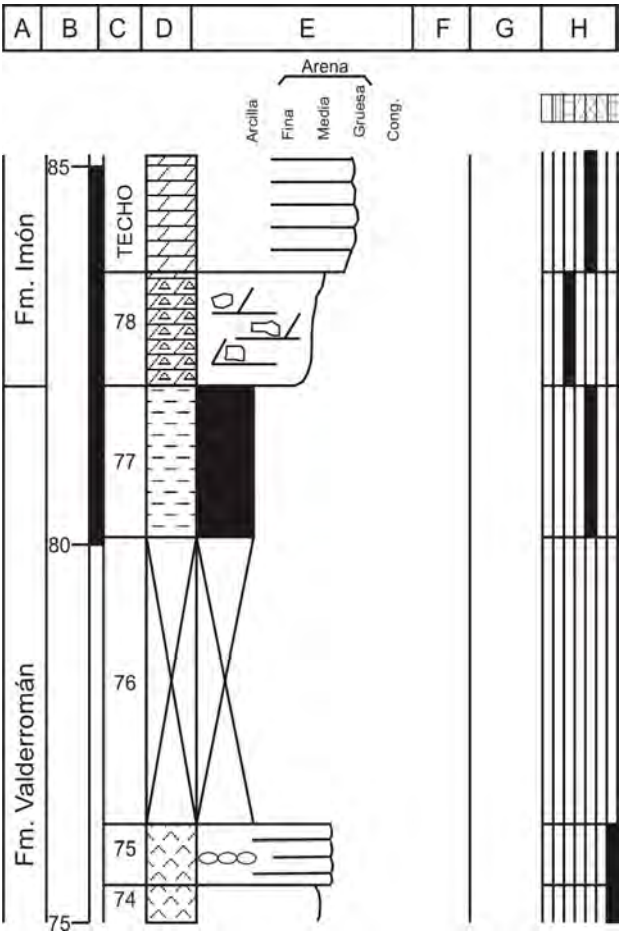


Fig. A1.-30d. Continuación C. de Retortillo.

Localización de las Columnas estratigráficas. Zona C. Condemios-Atienza.



- 27- Condemios de Arriba
- 28- Condemios de Abajo
- 29- Cerro Muela
- 30- Cerro del Castillo
- 31- Barcones

Fig. A1.-31. Localización de las columnas estratigráficas de la zona de Condemios-Atienza.

27. COLUMNA DE CONDEMIOS DE ARRIBA

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa al N del pueblo de Condemios de Arriba. En los barrancos de la Sierra de Pela.

Espesor total:

Dirección y buzamiento: N90°E/10°E

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 489028,53

Y: 4563121,84

Techo: X: 489086,13

Y: 4563614,64

- **Base:** Lutitas rojas.

- **1:** 3,2 m de arcosas rojas, de grano fino a medio. Nódulos de Fe y cantos blandos y de cuarcita dispersos. Estratificación cruzada de surco en *sets* de 20 cm a base y a techo. En el centro del tramo presentan estratificación cruzada planar, en *sets* de 25 cm, en el centro del tramo.

- **2:** 0,8 m de lutitas arenosas rojas, que pasan a lutitas margosas grises a techo.

- **3:** 1,0 m de arcosas rojas, de grano fino. Cantos de cuarcita dispersos, de hasta 2 cm. Presentan estratificación cruzada de surco.

- **4:** 2,3 m de lutitas rojas con intercalaciones de arcosas rojas, de grano fino. Las areniscas presentan laminación paralela. A techo, costras carbonáticas grises y huellas de raíces.

- **5:** 2,0 m cubierto.

- **6:** 6,0 m semicubierto. Lutitas rojas con costras dolomíticas intercaladas y nódulos dispersos.

- **7:** 3,0 m cubierto.

- **8:** 5,0 m semicubierto. Alternancia de lutitas negras con niveles de costras dolomíticas, ocre, de grano fino.

- **9:** 3,0 m arcosas ocre, de grano fino, con cemento carbonático. Laminación paralela difusa.

- **10:** 1,5 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **11:** 8,0 m semicubierto. Lutitas negras, con unas costras carbonáticas grises a techo del tramo. Escasos nódulos carbonáticos dispersos.

- **12:** 6,0 m de lutitas negras. Niveles carbonáticos ocre, de grano fino a base y a techo. En el centro del tramo presentan niveles dolomíticos recrystalizados. Muestras: COND-6 y COND-7.

- **13:** 2,0 m de lutitas grises y ocre, con nódulos

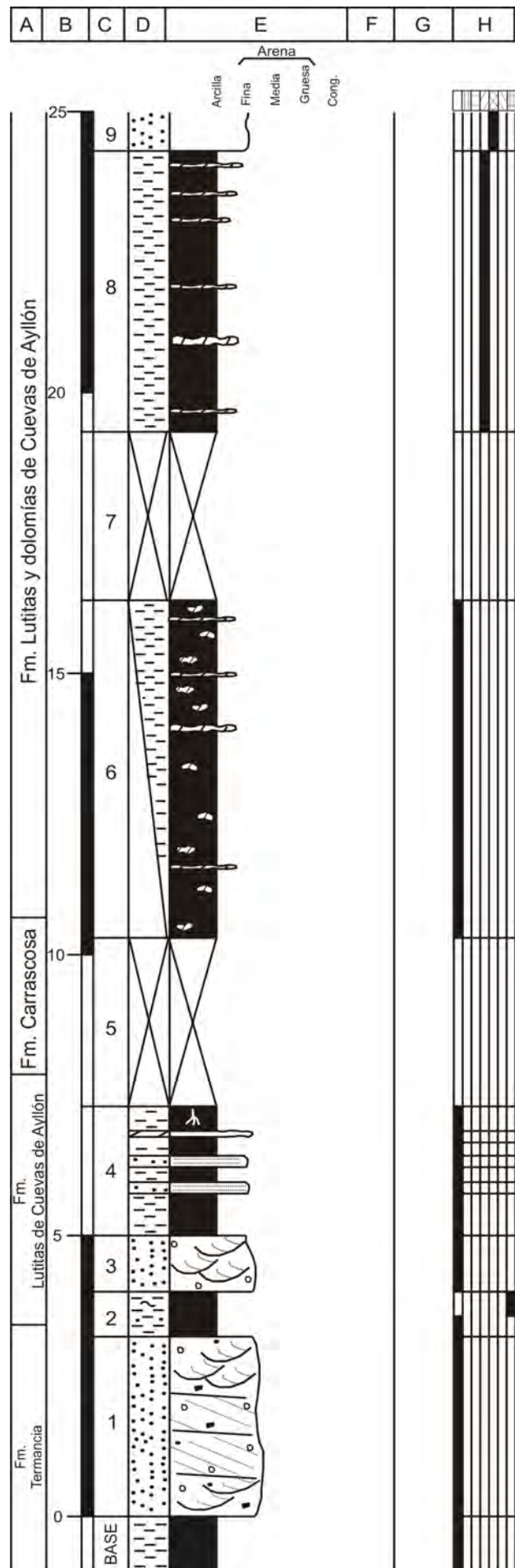


Fig. A1.-32a. Columna de Condemios de Arriba.

carbonáticos.

- **14:** 3,0 m de lutitas rojas, ocasionalmente moradas, con nódulos de Fe y carbonato a base. Costras dolomíticas arenosas a techo. Muestras: COND-5.

- **15:** 1,7 m de lutitas grises y moradas, con abundantes costras carbonáticas grises

- **16:** 4,7 m de lutitas negras, verdes y localmente rojas, con niveles dolomíticos intercalados. Estos niveles son grises, de grano fino y presentan grietas de retracción y bioturbación. Cantos dispersos de yeso y carbonato. Muestras: COND-3 y COND-4.

- **17:** 0,4 m de lutitas rojas, con nódulos de carbonato, yeso y Fe.

- **18:** 0,15 m de dolomías ocre, de grano fino.

- **19:** 1,0 m de lutitas rojas, con costras de Fe.

- **20:** 0,3 m de dolomías lutíticas grises, de grano fino, lajosas.

- **21:** 1,5 m de lutitas rojas, con nódulos dispersos de yeso y carbonato. Muestras: COND-2.

- **22:** 0,5 m de lutitas grises, con nódulos carbonático-arenosos.

- **23:** 0,2 m de una costra dolomítica arenosa ocre, de grano fino. Presentan base irregular. Bioturbación y *ripples* a techo. Muestras: COND-1.

- **24:** 0,3 m de lutitas margosas grises, con nódulos carbonáticos milimétricos.

- **25:** 2,3 m de lutitas rojas yesíferas, con nódulos carbonáticos y de yesos.

- **Techo:** Cuarzoarenitas blancas, de grano medio, de la Fm. Arenas de Utrillas.

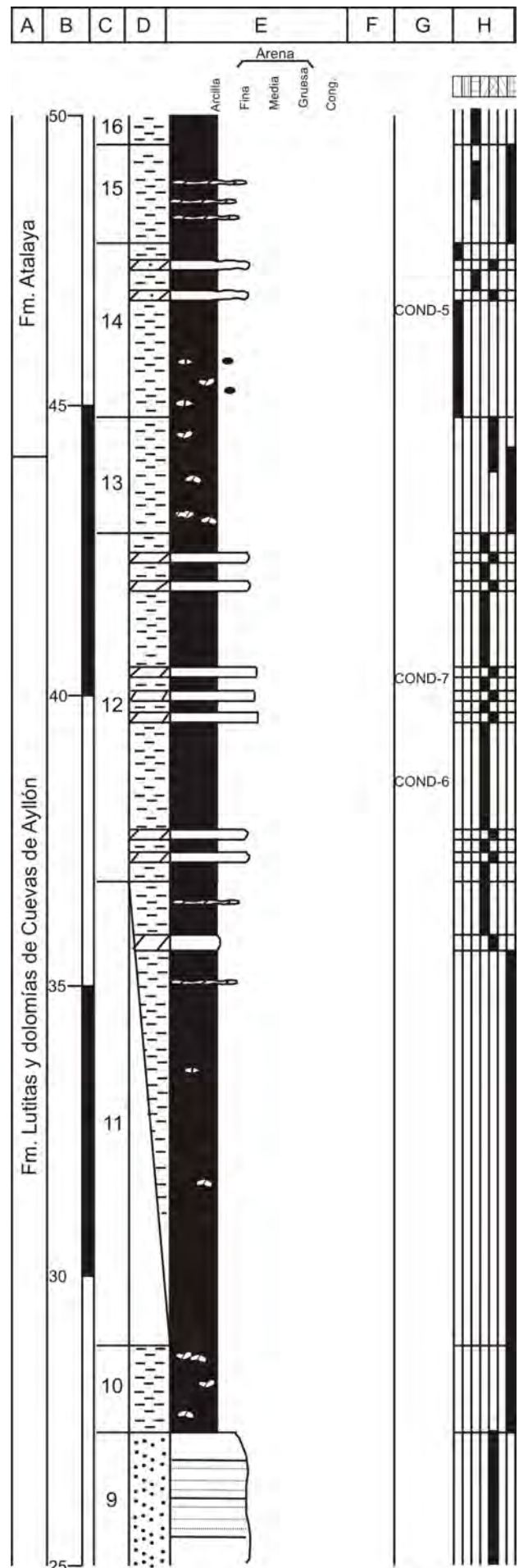


Fig. A1.-32b. Continuación C. de Condemios de Arriba.

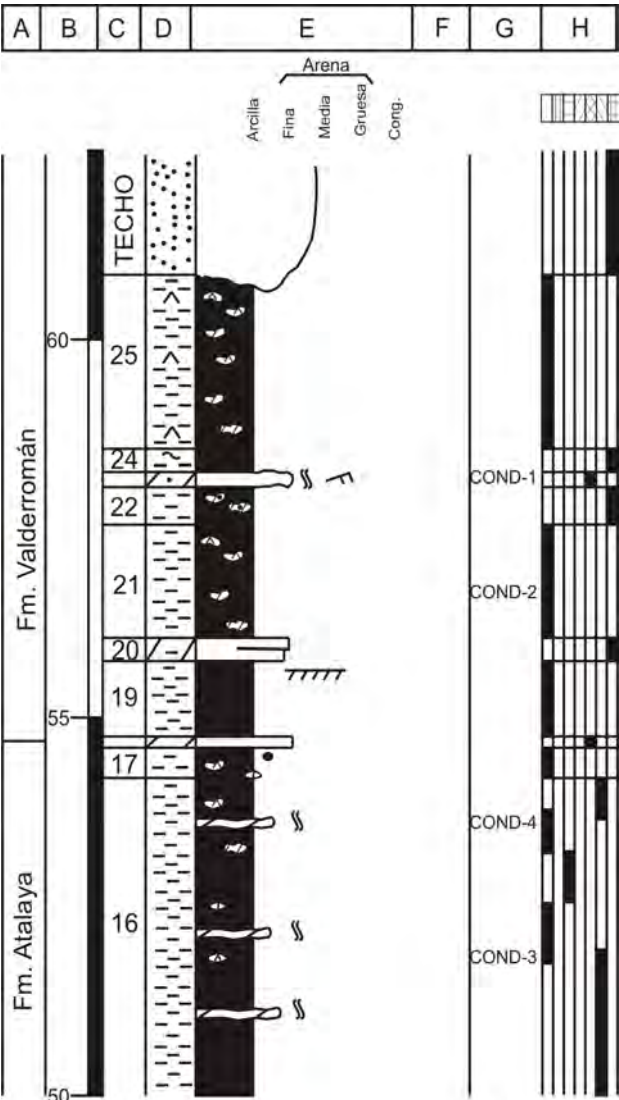


Fig. A1.-32c. Continuación C. de Condemios de Arriba.

28. COLUMNA DE PICO DE CEÑO. CONDEMIOS DE ABAJO

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa 500 m al E del pueblo de Condemios de Abajo, en la ladera del Pico de Ceño hasta el arroyo de las Escaleras.

Espesor total: 60 m.

Dirección y buzamiento: N100°E/15°NE

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 492508,47

Y: 4563475,37

Techo: X: 492667,11

Y: 4563733,67

- **Base:** Lutitas rojas arenosas.
- **1:** 4,0 m cubierto.
- **2:** 2,0 m de lutitas rojas, con intercalaciones de arcosas rojas, de grano fino, cementadas por carbonato. Tableadas.
- **3:** 5,0 m cubierto.
- **4:** 4,0 m de lutitas negras, con niveles y nódulos dolomíticos ocre, de grano fino.
- **5:** 3,0 m de arcosas ocre, de grano fino. En la base presentan estratificación cruzada planar en *sets* de unos 25 cm. Laminación paralela a techo. Muestras: CON-ABA-1.
- **6:** 1,6 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **7:** 4,5 m de lutitas negras y verdes, con niveles dolomíticos ocre, de grano fino.
- **8:** 3,0 m semicubierto. Lutitas negras y verdes, con nódulos carbonáticos dispersos a techo.
- **9:** 3,0 m de lutitas grises, con cuatro niveles dolomíticos. Los dos niveles de base son grises, recrystalizados, mientras que los dos de techo son ocre, de grano fino. Escasos cantos dispersos a techo.
- **10:** 5,0 m cubierto.
- **11:** 4,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.
- **12:** 2,5 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos y escasos nódulos de yeso.
- **13:** 1,0 m de lutitas gris, con niveles de dolomías ocre, de grano fino y de niveles negros con alternancia de yeso-carbonato. Muestras: CON-ABA-2 y CON-ABA-5.
- **14:** 1,0 m de lutitas rojas y moradas, con niveles dolomíticos marrones, arenosos, de grano fino. Nódulos

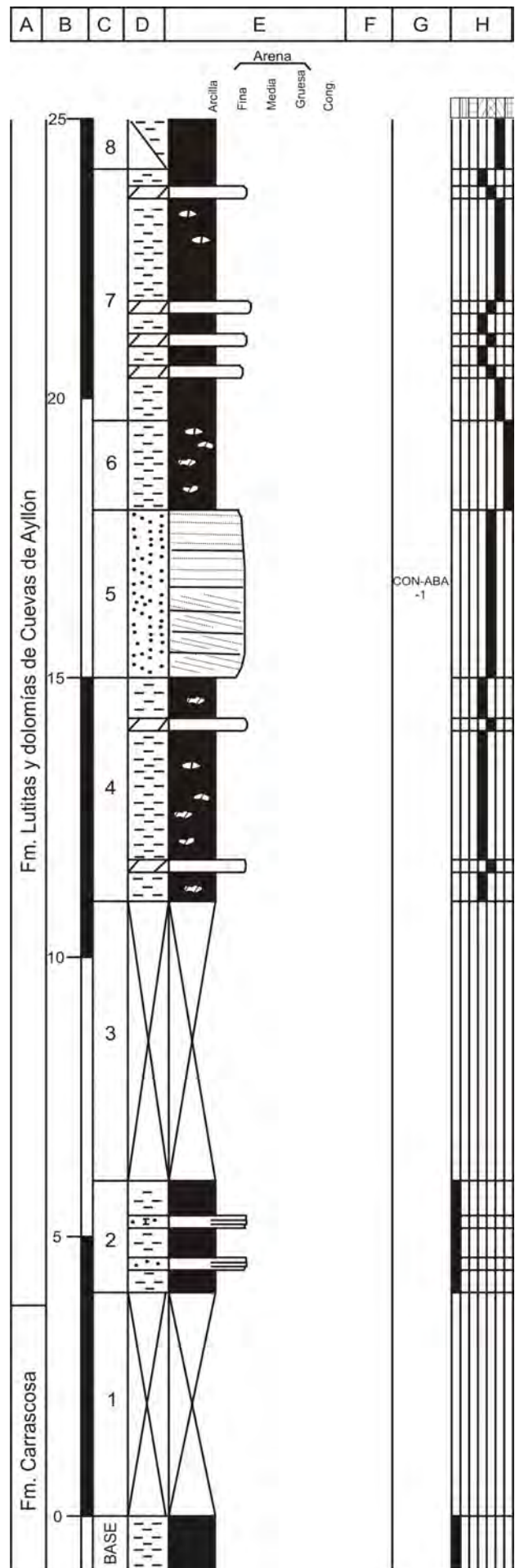


Fig. A1.-33a. Columna de Pico de Ceño.

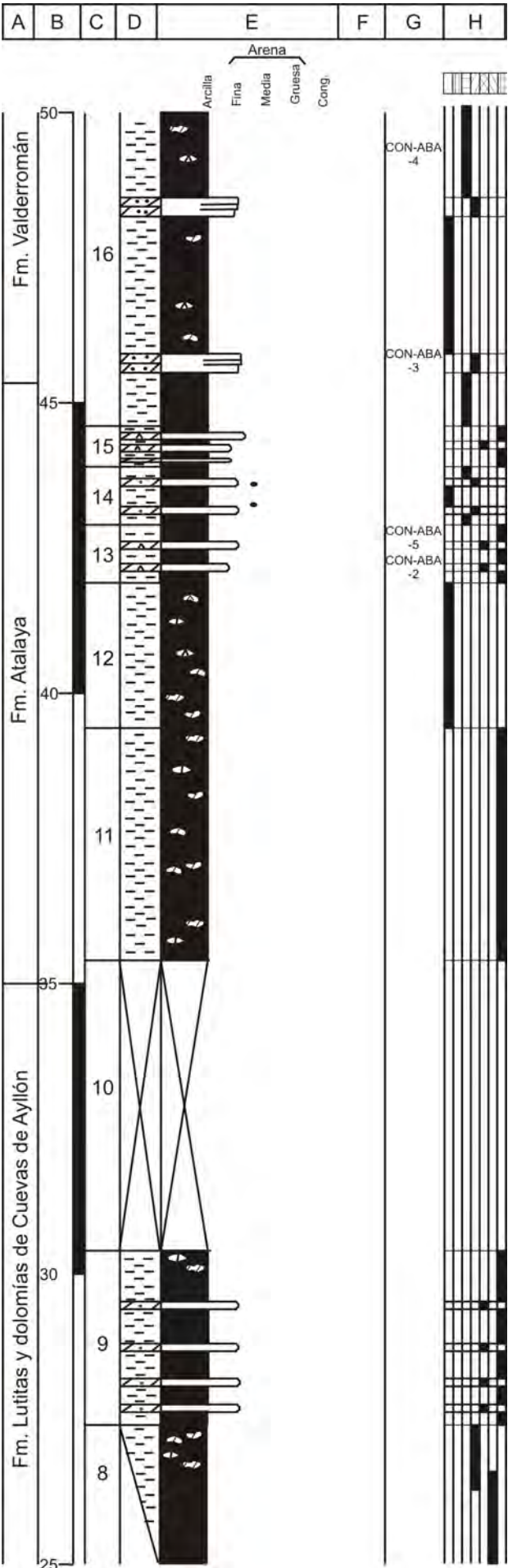


Fig. A1.-33b. Continuación C. de Pico de Ceño.

de Fe de hasta 5 mm.

- **15:** 0,7 m de lutitas gris, con niveles de dolomías ocre, de grano fino y de niveles negros con alternancia de yeso-carbonato.
- **16:** 7,0 m de lutitas rojas y moradas, con niveles dolomíticos, muy arenosos, marrones, de grano fino. Escasos nódulos dispersos dolomíticos y de yeso. Muestras: CON-ABA-3 y CON-ABA-4.
- **17:** 1,4 m de lutitas grises margosas, con niveles de hasta 3 cm de carbonato y yeso.
- **18:** 6,0 m de lutitas rojas, con nódulos de yeso.
- **Techo:** Cuarzoarenitas blancas, de grano medio, de la Fm. Utrillas.

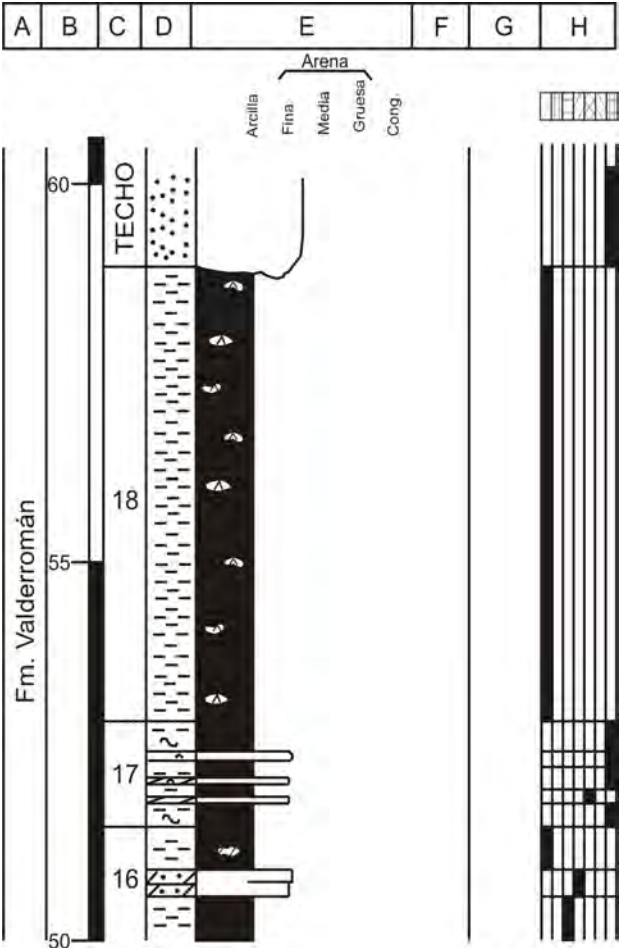


Fig. A1.-33c. Continuación C. de Pico de Ceño.

29. COLUMNA DE CERRO MUELA

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa a 1 Km al S de la población de Somolinos en un amplio barranco en el Cerro Muela.

Espesor total: 107 m.

Dirección y buzamiento: N80°E/5°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 497202,03

Y: 4564417,28

Techo: X: 497227,42

Y: 4565220,55

- **Base:** Arcosas rojas, de grano medio, poco cementadas por carbonato. Presentan estratificación cruzada de surco.

- **1:** 1,5 m de lutitas moradas arenosas.

- **2:** 1,5 m de una alternancia de arcosas ocres, de grano fino y lutitas moradas y grises. *Ripples* y grietas de retracción a techo.

- **3:** 1,0 m de lutitas moradas y grises.

- **4:** 0,8 m de una alternancia de arcosas ocres, de grano fino, y lutitas moradas y grises. *Ripples* y grietas de retracción a techo.

- **5:** 1,8 m de lutitas moradas y grises.

- **6:** 0,5 m de una alternancia de arcosas ocres, de grano fino y lutitas moradas y grises. *Ripples* y grietas de retracción a techo.

- **7:** 2,8 m de arcosas ocres, de grano medio, con cemento carbonático. Tableadas. Presentan alternancia de estratificación cruzada planar en *sets* de unos 20 cm, con laminación paralela. *Ripples* a techo. Paleocorrientes: N70°E y N90°E.

- **8:** 2,0 m de lutitas grises oscuras algo arenosas.

- **9:** 5,0 m cubierto.

- **10:** 1,5 m de lutitas pardas y verdes. A techo, huellas de raíces.

- **11:** 2,0 m cubierto.

- **12:** 1,0 m de lutitas grises y ocres, algo arenosas.

- **13:** 5,0 m cubierto.

- **14:** 1,5 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **15:** 0,2 m de dolomías ocres, de grano fino, con bioturbación.

- **16:** 0,8 m de lutitas grises.

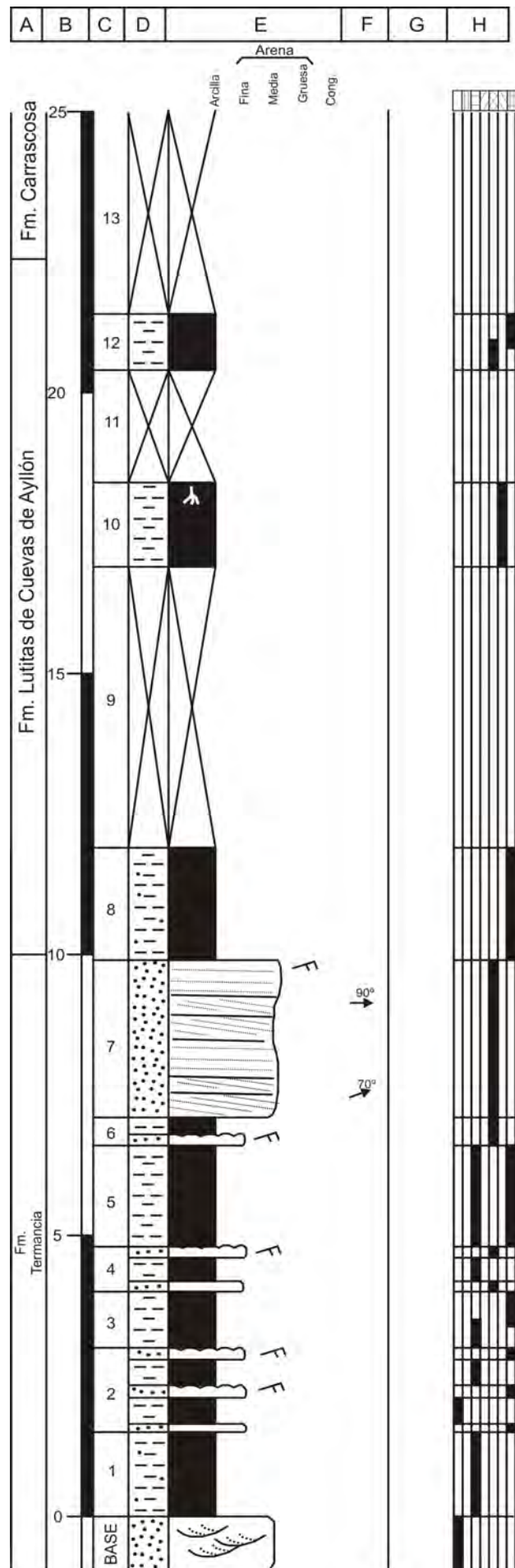


Fig. A1.-34a. Columna de Cerro Muela.

- 17: 0,25 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. *Tepees* a techo.
- 18: 1,0 m de lutitas grises con nódulos carbonáticos.
- 19: 0,6 m de dolomías amarillas, de grano fino, muy tableadas. Onduladas y con *ripples* a techo. Muestras: CMuela-1.
- 20: 0,5 m de lutitas versicolores, con pequeñas costras carbonáticas onduladas.
- 21: 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino. Base irregular. Bioturbación. Muestras: CMuela-2.
- 22: 0,48 m de lutitas ocre y negras, con pequeñas costras carbonáticas onduladas. Muestras: CMuela-3.
- 23: 0,15 m de dolomías amarillas, de grano fino, tableadas. Onduladas. *Tepees* a techo.
- 24: 0,2 m de lutitas grises.
- 25: 0,3 m de dolomías amarillas, muy tableadas y onduladas. Bioturbación.
- 26: 5,0 m de lutitas verdes y grises, algo margosas, con nódulos carbonáticos dispersos.
- 27: 11,0 m de lutitas, verdes a base y rojizas a techo, con niveles de lutitas grises margosas. Presentan nódulos y costras milimétricas de carbonato a base. A techo, costras milimétricas de yeso.
- 28: 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas.
- 29: 0,2 m de lutitas arenosas rojas.
- 30: 0,45 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. Muestras: CMuela-4.
- 31: 0,15 m de lutitas grises y negras, muy compactas.
- 32: 0,2 m de dolomías ocre, de grano fino.
- 33: 0,45 m de alternancia de lutitas ocre, grises y negras, muy compactas. Muestras: CMuela-5.
- 34: 0,15 m de dolomías ocre, de grano fino. Grietas de retracción.
- 35: 0,5 m de lutitas ocre, compactas.
- 36: 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino, tableadas. Con grietas de retracción.
- 37: 5,0 m cubierto.
- 38: 2,5 m de una alternancia de lutitas negras, grises y marrones. Muestras: CMuela-6.

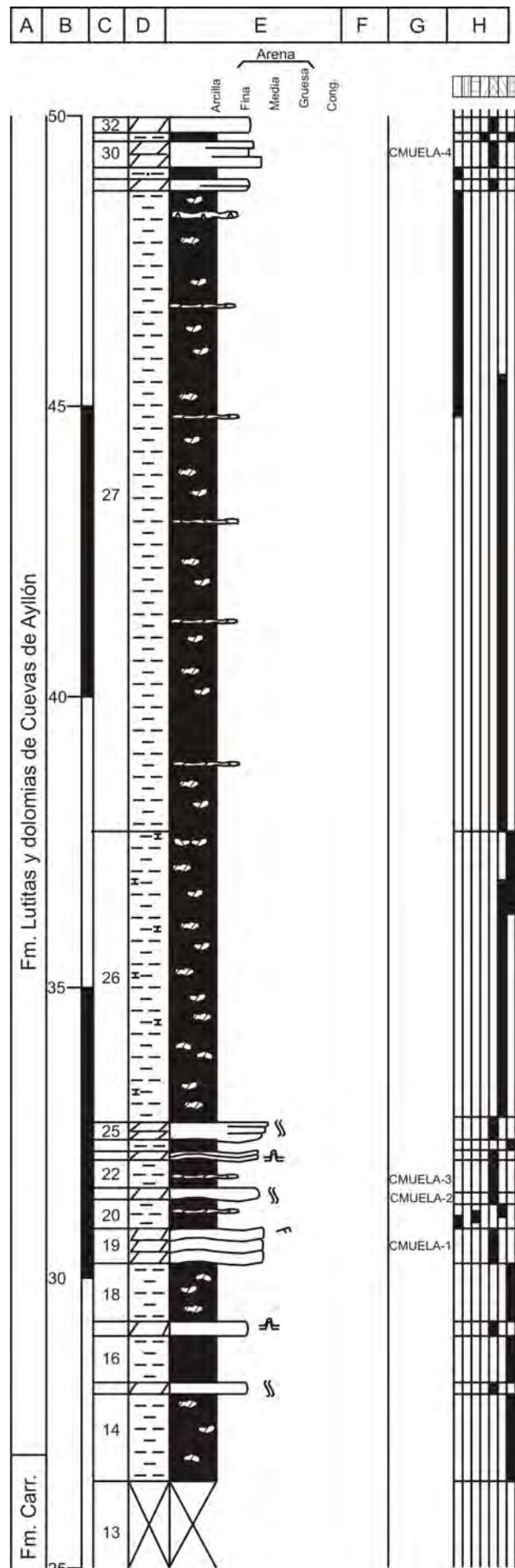


Fig. A1.-34b. Continuación C. de Cerro Muela.

- **39:** 5,5 m de lutitas grises, con niveles dolomíticos a techo. Muestras: CMuela-7, CMuela-8.

- **40:** 6,5 m de lutitas moradas y marrones. Presentan nódulos carbonáticos dispersos. A techo, enrejado y niveles finos de yesos. Muestras: CMuela-9.

- **41:** 2,0 m de lutitas rojas.

- **42:** 1,0 m de lutitas margosas grises, con niveles dolomíticos de grano fino y nódulos dispersos.

- **43:** 2,5 m de lutitas rojas con nódulos carbonáticos y evaporíticos.

- **44:** 0,5 m de lutitas margosas grises de grano fino, con niveles dolomíticos y nódulos dispersos.

- **45:** 1,5 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos y evaporíticos.

- **46:** 1,0 m de lutitas grises, margosas, con niveles dolomíticos de grano fino.

- **47:** 2,75 m de lutitas rojas, con nódulos carbonáticos a techo.

- **48:** 0,5 m de lutitas grises, margosas, con niveles dolomíticos de grano fino.

- **49:** 1,75 m de lutitas rojas, algo arenosas, con nódulos carbonáticos y evaporíticos.

- **50:** 0,75 m de lutitas grises, margosas, con niveles dolomíticos de grano fino.

- **51:** 1,25 m de lutitas rojas anaranjadas, con escaso contenido de arena. Nódulos carbonáticos y evaporíticos dispersos. Muestras: CMuela-10 y MUE-POLEN-I.

- **52:** 0,8 m de lutitas moradas, con yesos en enrejado y algunos nódulos de yeso dispersos.

- **53:** 0,3 m de alternancia de yeso fibroso y carbonato.

- **54:** 0,2 m de lutitas gris, oscuras, con yesos en enrejado. Muestras: CMuela-11a.

- **55:** 0,2 m de alternancia de yeso y carbonato. Muestras: CMuela-11b.

- **56:** 0,2 m de lutitas moradas, con nódulos de yeso.

- **57:** 0,2 m de alternancia de yeso fibroso y carbonato.

- **58:** 2,0 m de lutitas moradas, con algunos nódulos carbonáticos. Muestras: CMuela-12, CMuela-13.

- **59:** 1,5 m de lutitas marrones, compactas. Algunos nódulos carbonáticos y evaporíticos.

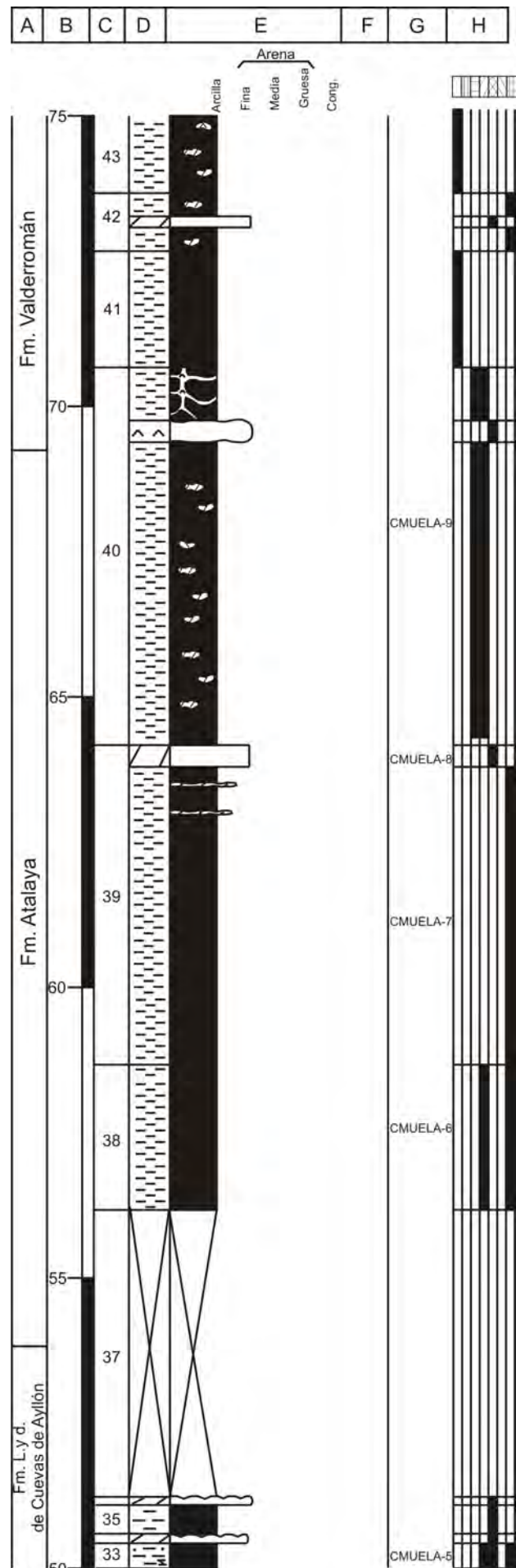


Fig. A1.-34c. Continuación C. de Cerro Muela.

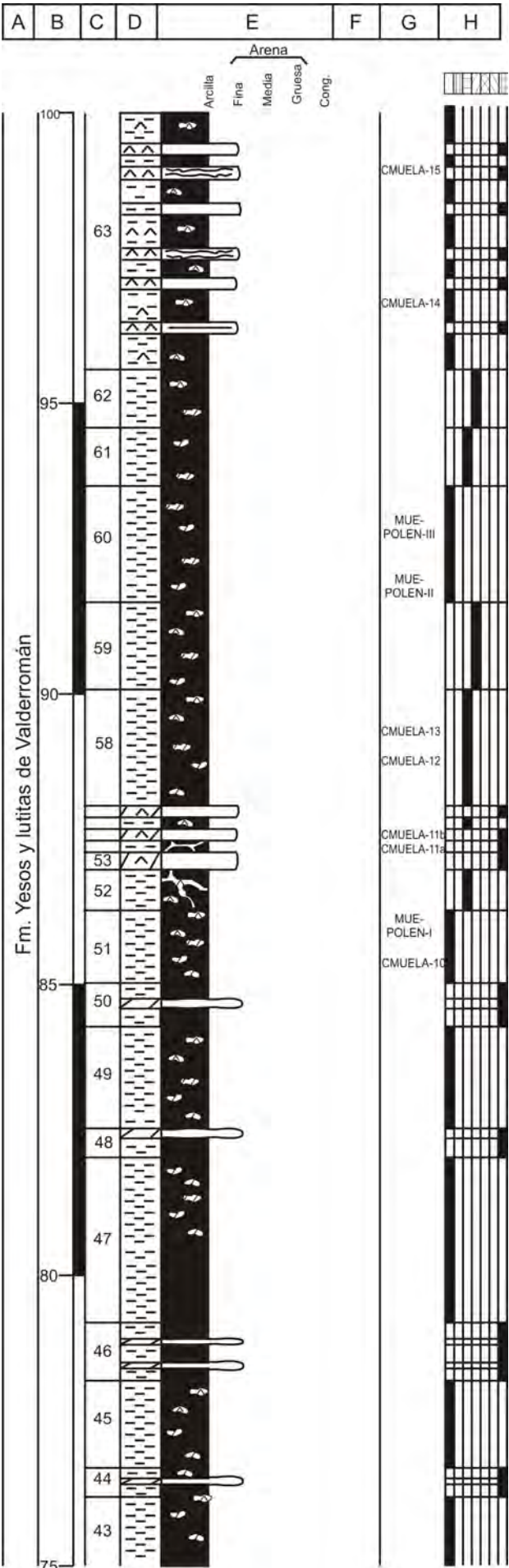


Fig. A1.-34d. Continuation C. de Cerro Muela.

- **60**: 2,0 m de lutitas rojas, compactas, con nódulos carbonáticos. Muestras: MUE-POLEN-II. y MUE-POLEN-III.
- **61**: 1,0 m de lutitas moradas, compactas, con nódulos carbonáticos.
- **62**: 1,0 m de lutitas marrones, compactas, con pocos nódulos carbonáticos y evaporíticos.
- **63**: 4,5m de una alternancias de lutitas rojas y diez niveles de yesos blancos, tableados, nodulares y lajosos. *Ripples* a techo. Las lutitas presentan nódulos de yeso. Muestras: CMuela-14 y CMuela-15.
- **64**: 3,5 m de lutitas arenosas, verdes a base y techo, y ocre en la parte central del tramo. Nódulos de yeso dispersos.
- **Techo**: Dolomías ocre, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

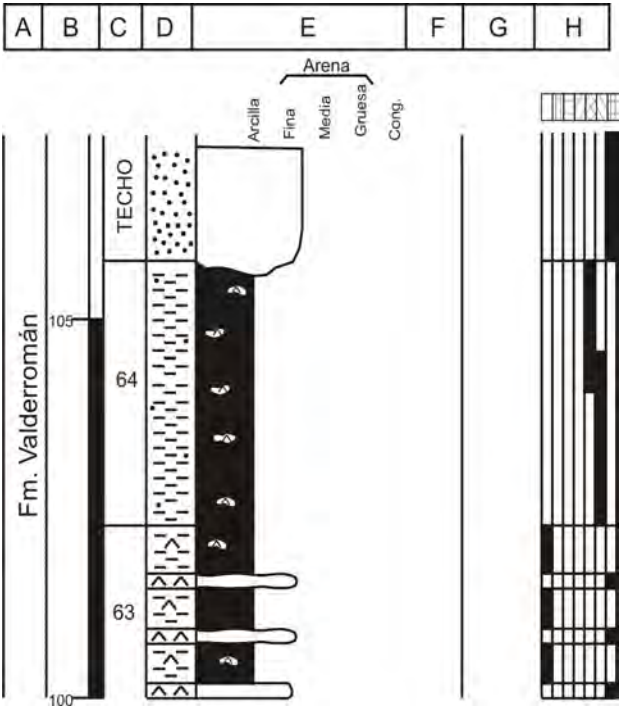


Fig. A1.-34e. Continuation C. de Cerro Muela.

30. COLUMNA DE CERRO DEL CASTILLO

Hoja: 433 (Atienza) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa 500 m al S de la localidad de Miedes de Atienza, en un barranco en la cara S del Cerro del Castillo.

Espesor total: 67 m.

Dirección y buzamiento: N90°E/12°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 503103,95

Y: 4568077,69

Techo: X: 503090,51

Y: 4568352,59

- **Base:** Lutitas ocreas algo arenosas.

- **1:** 0,2 m de dolomías ocreas, de grano fino. Niveles milimétricos de lutitas muy oquerosas. Grietas de desecación a techo.

- **2:** 0,3 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **3:** 0,2 m de dolomías ocreas, de grano fino, tableadas. Base irregular. Grietas de desecación a techo.

- **4:** 0,2 m de lutitas ocreas grisáceas, con nódulos y costras dolomíticas ocreas de grano fino, onduladas. Presentan un enrejado de carbonato a techo.

- **5:** 0,2 m de dolomías ocreas, de grano fino, algo lutíticas. Presentan cierta laminación. Grietas de desecación y *tepees* a techo. Muestras: MIED-1.

- **6:** 2,5 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **7:** 0,1 m de dolomías ocreas, de grano fino. Grietas de desecación.

- **8:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **9:** 0,1 m de dolomías ocreas, de grano fino, con grietas de desecación.

- **10:** 1,0 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **11:** 0,1 m de dolomías ocreas, de grano fino, con grietas de desecación.

- **12:** 0,9 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos.

- **13:** 0,1 m de dolomías ocreas, de grano fino.

- **14:** 1,0 m de lutitas ocreas, con nódulos carbonáticos.

- **15:** 0,1 m de una costra dolomítica, ocreas, de grano fino. Muestras: MIED-2.

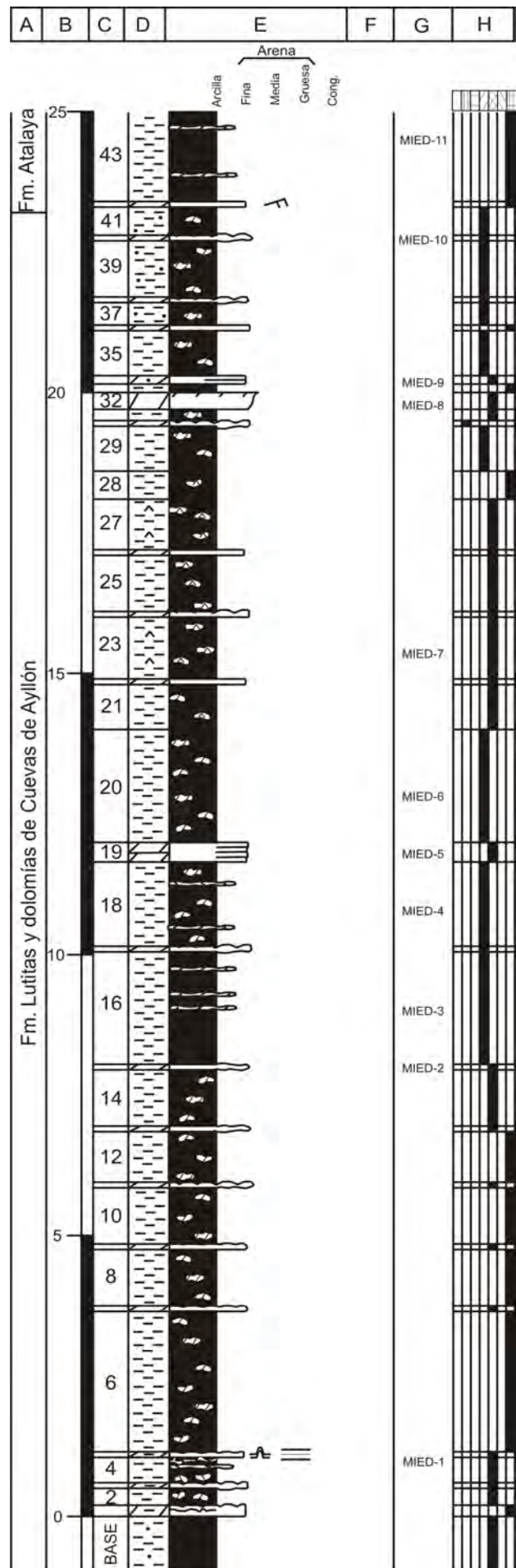


Fig. A1.-35a. Columna de Cerro del Castillo.

- **16:** 2,0 m de lutitas pardas, con niveles de costra carbonática. Muestras: MIED-3.
- **17:** 0,1 m de dolomías pardas, de grano fino. Grietas de desecación a techo.
- **18:** 1,5 m de lutitas negras y grises, con nódulos y costras carbonáticas. Muestras: MIED-4.
- **19:** 0,35 m de dolomías ocre de grano fino, tableadas. Muestras: MIED-5.
- **20:** 2,0 m de lutitas negras y pardas, con nódulos carbonáticos. Muestras: MIED-6.
- **21:** 0,8 m de lutitas ocre, con nódulos de carbonato y yeso oscuro.
- **22:** 0,1 m de dolomías ocre de grano fino.
- **23:** 1,1 m de lutitas ocre, con nódulos yesíferos oscuros. Muestras: MIED-7.
- **24:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino. Grietas de desecación a techo.
- **25:** 1,0 m de lutitas ocre, con nódulos yesíferos oscuros.
- **26:** 0,1 m de dolomías ocre, de grano fino.
- **27:** 0,9 m de lutitas ocre, con nódulos yesíferos oscuros.
- **28:** 0,5 m de lutitas grises, con nódulos de yeso oscuros.
- **29:** 0,8 m de lutitas pardas, con nódulos carbonáticos.
- **30:** 0,1 m de una costra dolomítica naranjas de grano fino. Grietas de desecación.
- **31:** 0,2 m de lutitas ocre, con nódulos de carbonato.
- **32:** 0,3 m de dolomías ocre, oquerosas. Costra de Fe roja a techo. Muestras: MIED-8.
- **33:** 0,15 m de dolomías blancas de grano fino.
- **34:** 0,15 m de dolomías arenosas, ocre, de grano fino, bandeadas. Muestras: MIED-9,
- **35:** 0,8 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos.
- **36:** 0,1 m de dolomías grises de grano fino
- **37:** 0,4 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos.
- **38:** 0,1 m de dolomías marrones de grano fino. Grietas de desecación a techo.
- **39:** 1,0 m de lutitas arenosas marrones, con nódulos

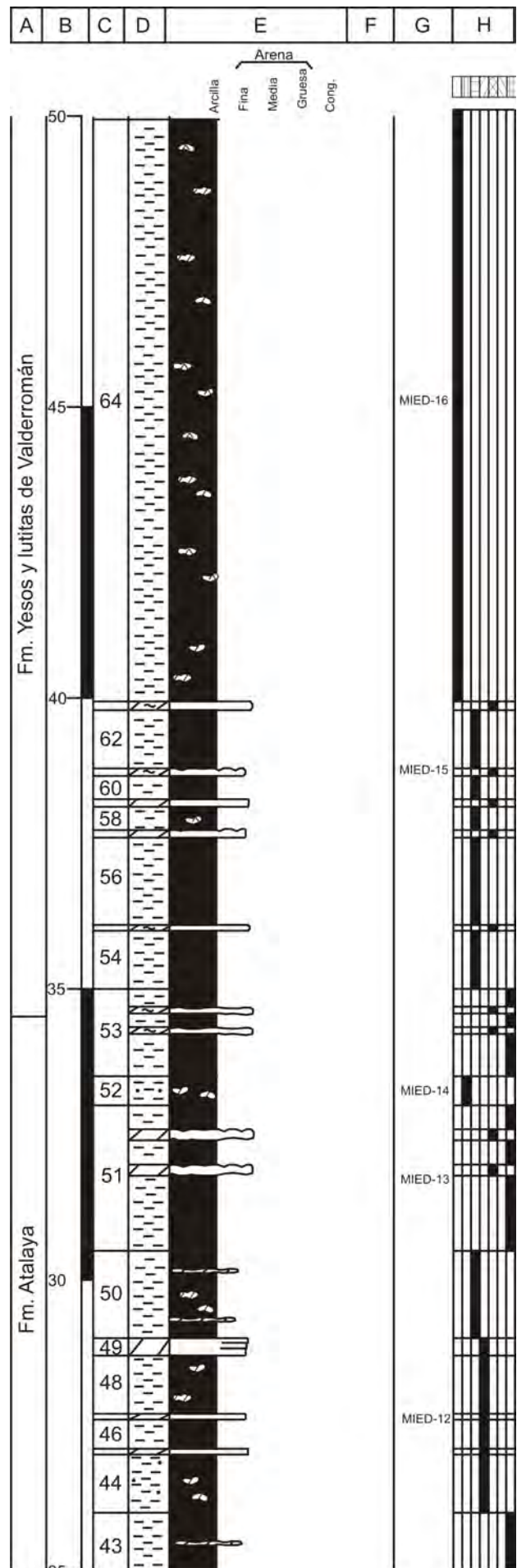


Fig. A1.-35b. Continuación C. de Cerro del Castillo.

carbonáticos.

- **40**: 0,1 m de dolomías marrones de grano fino. Grietas de desecación. Muestras: MIED-10.

- **41**: 0,5 m de lutitas arenosas, con nódulos carbonáticos.

- **42**: 0,1 m de dolomías blancas de grano fino. *Ripples*.

- **43**: 2,5 m de lutitas grises de grano fino, con niveles dolomíticos grises. Muestras: MIED-11.

- **44**: 1,0 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos.

- **45**: 0,1 m de dolomías marrones, de grano fino.

- **46**: 0,5 m de lutitas marrones.

- **47**: 0,1 m de dolomías marrones, de grano fino. Muestras: MIED-12.

- **48**: 1,0 m de lutitas marrones, con nódulos carbonáticos.

- **49**: 0,3 m de dolomías marrones, de grano fino, laminadas.

- **50**: 1,5 m de lutitas moradas con nódulos y niveles carbonáticos.

- **51**: 2,5 m de alternancia de lutitas margosas, grises oscuras y niveles de costras dolomíticas margosas, de grano fino, con grietas de retracción. Muestras: MIED-13.

- **52**: 0,5 m de lutitas arenosas naranjas, con nódulos carbonáticos. Muestras: MIED-14.

- **53**: 1,5 m de lutitas gris oscuras y ocre, con dos niveles de costras dolomíticas margosas, de grano fino.

- **54**: 1,0 m de lutitas moradas.

- **55**: 0,4 m de una costra dolomítica margosa, ocre, de grano fino.

- **56**: 1,5 m de lutitas moradas, compactas.

- **57**: 0,3 m de una costra dolomítica ocre, de grano fino. Grietas de retracción.

- **58**: 0,4 m de lutitas moradas, con nódulos de yesos.

- **59**: 0,3 m de dolomías ocre, de grano fino.

- **60**: 0,4 m de lutitas moradas.

- **61**: 0,3 m de dolomías ocre margosas, de grano fino, con grietas de retracción. Muestras: MIED-15.

- **62**: 1,0 m de lutitas moradas.

- **63**: 0,5 m de dolomías ocre margosas, de grano fino.

- **64**: 10,0 m de lutitas rojas, con nódulos evaporíticos y carbonáticos dispersos. Muestras: MIED-16.

- **65**: 0,5 m de margas grises.

- **66**: 0,1 m de una costra dolomítica blancas, algo margosas, de grano fino, muy recrystalizada. Muestras: MIED-17.

- **67**: 0,8 m de lutitas rojas, compactas. Muestras: CAS-POLEN-I.

- **68**: 0,5 m de margas grises, con nódulos carbonáticos.

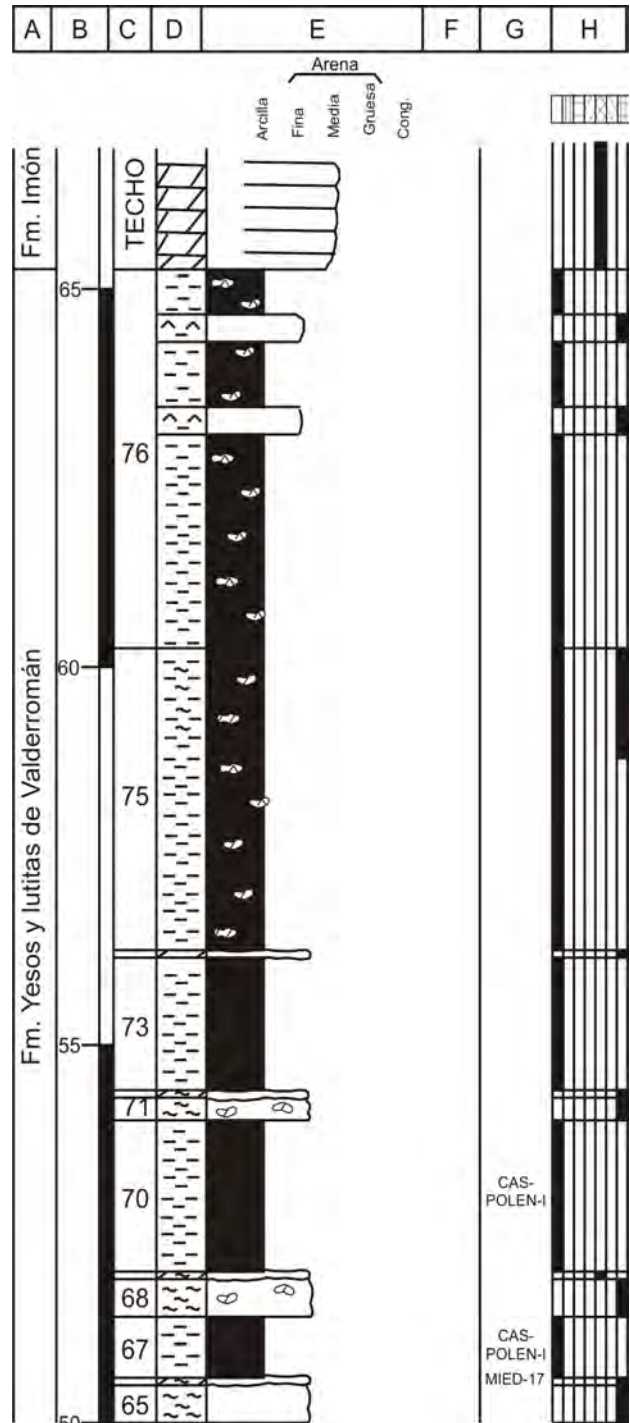


Fig. A1.-35c. Continuación C. de Cerro del Castillo.

- **69**: 0,1 m de una costra dolomítica ocre, margosa, de grano fino, muy recristalizada.
- **70**: 2,0 m de lutitas rojas. Muestras: CAS-POLEN-II.
- **71**: 0,3 m de margas grises, con nódulos carbonáticos.
- **72**: 0,1 m de una costra dolomítica grises, margosas, de grano fino, muy recristalizada.
- **73**: 1,75 m de lutitas rojas, muy compactas.
- **74**: 0,1 m de una costra dolomítica gris, margosa, de grano fino, muy recristalizada.
- **75**: 4,0 m de lutitas rojas que pasan a lutitas grises margosas, con nódulos de yeso y carbonato, a techo.
- **76**: 5,0 m de lutitas rojas, con niveles y nódulos de yesos.
- **Techo**: Dolomías ocre, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

31. COLUMNA DE BARCONES

Hoja: 434 (Barahona) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Localización: Se sitúa a 1 Km de la localidad de Barcones en un pequeño barranco en la carretera a la Riba de Escalote.

Espesor total: 40 m.

Dirección y buzamiento: N80°E/15°N

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

Base: X: 515266,63

Y: 4572019,48

Techo: X: 515172,07

Y: 4572149,28

- **Base:** Lutitas grises con nódulos carbonáticos, ocre, de grano fino.

- **1:** 0,4 m de una alternancia de lutitas grises y dolomías amarillas, de grano fino. Muestras: BAR-1.

- **2:** 0,4 m de lutitas grises, con nódulos carbonáticos micríticos ocre.

- **3:** 0,5 m de una alternancia de lutitas grises y dolomías amarillas micríticas. Muestras: BAR-2.

- **4:** 0,4 m de lutitas grises, con nódulos dolomíticos, de grano fino, ocre.

- **5:** 0,3 m de lutitas negras.

- **6:** 0,4 m de lutitas grises, con nódulos dolomíticos, de grano fino, ocre.

- **7:** 0,3 m de lutitas negras.

- **8:** 0,3 m de lutitas ocre algo arenosas.

- **9:** 0,3 m de dolomía amarilla, con laminación paralela difusa. Muestras: BAR-3.

- **10:** 0,4 m de lutitas ocre.

- **11:** 5,0 m de lutitas rojas.

- **12:** 1,0 m de lutitas margosas grises, con niveles carbonáticos de hasta 3 cm a base del tramo.

- **13:** 5,0 m de lutitas rojas, con niveles de lutitas grises.

- **14:** 0,5 m de lutitas margosas grises, con nódulos dolomíticos ocre, de grano fino. Nivel dolomítico ocre a techo. Nivel dolomítico ocre, de grano fino, a techo.

- **15:** 2,0 m de lutitas rojas, con niveles de lutitas grises.

- **16:** 0,4 m de lutitas margosas grises, con nódulos dolomíticos ocre, de grano fino.

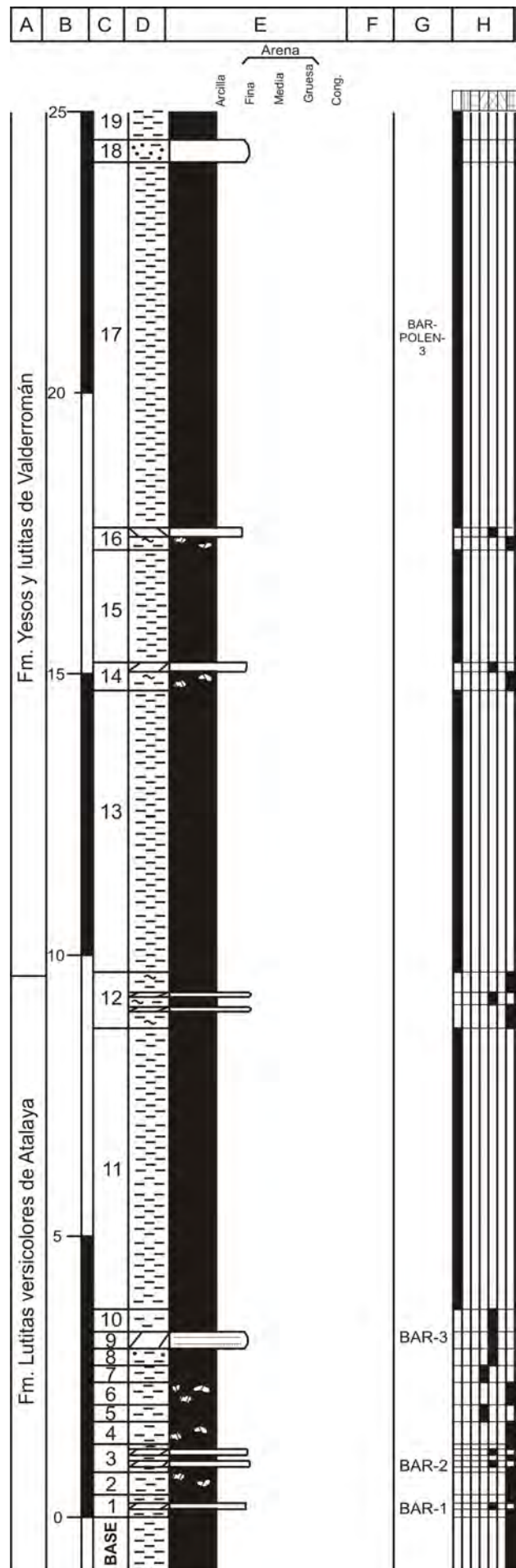


Fig. A1.-36a. Columna de Barcones.

- **17:** 6,5 m de lutitas rojas, con niveles de lutitas grises.
Muestras: BAR-POLEN-I.
- **18:** 0,4 m de arcosas muy lutíticas rojas, de grano fino.
- **19:** 1,5 m de lutitas rojas. Muestras: BAR-POLEN-II.
- **20:** 0,4 m de arcosas lutíticas rojas, de grano fino.
- **21:** 2,0 m de lutitas rojas.
- **22:** 0,3 m de arcosas lutítica rojas, de grano fino.
- **23:** 2,0 m de lutitas rojas, con costras de yeso y niveles arenosos.
- **24:** 4,0 m de lutitas rojas, con nódulos de yesos.
- **25:** 0,2 m de niveles de yesos granulares.
- **26:** 1,0 m de lutitas rojas, con nódulos y travéculas de yeso.
- **27:** 0,2 m de niveles de yesos granulares.
- **28:** 3,0 m de lutitas rojas a ocre, con niveles y nódulos de yesos.
- **Techo:** Dolomías ocre, de grano fino, tableadas, de la Fm. Imón.

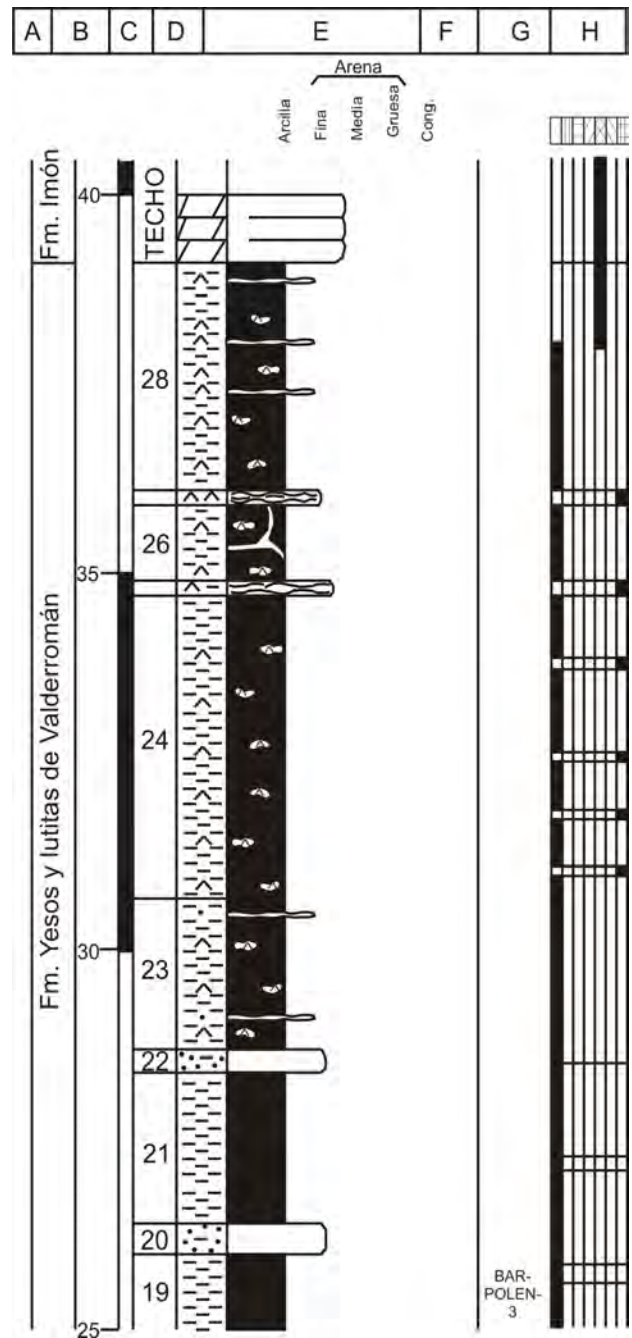


Fig. A1.-36b. Continuación C. de Barcones.

SONDEO ALCOZAR (Modificado de Muñoz Recio, 1993)

Hoja: Hoja n° 376 (San Esteban de Gormaz), del M.T.N. E: 1:50.000.

Fecha y operador: 1963, Phillips.

Diagrafías disponibles: Cáliper, Potencial espontáneo, Sónico, Resistividad, Conductividad y Microresistividad.

Profundidad total: 3986 m perforados, los últimos 1472 m lo fueron en materiales paleozoicos del carbonífero y devónico.

Espesor de la serie estudiada: 315 m, del -2375 al -2060.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 36.

X: 279650,50

Y: 4610620,64

- **Base (15).**- 10 m: del -2367 al -2357. El Sp presenta una inflexión negativa. El sónico tiene valores entre 70 y 80 ms/p. La resistividad es baja. La conductividad muestra valores altos. La microresistividad es baja con valores cercanos a 3 ohms m²/m. Lutitas.

- **1 (16).**- 3 m: del -2357 al -2354. El Sp muestra una ligera inflexión positiva. El sónico tiene valores de 60 ms/p. La resistividad es alta. La conductividad muestra valores bajos. La microresistividad marca un pico de aumento con valor de 6 ohms m²/m. Areniscas rojas.

- **2 (17).**- 7 m: del -2354 al -2347. El Sp presenta una inflexión negativa. El sónico muestra valores altos con tendencia decreciente. La resistividad es baja con valores próximos a 125 ohms m²/m. La conductividad presenta valores altos. La microresistividad es baja. Lutitas.

- **3 (18).**- 3 m: del -2347 al -2344. El Sp muestra una inflexión negativa. El sónico tiene valores en torno a 70 ms/p. La resistividad es baja con algún pico de aumento hasta 250 ohms m²/m. La conductividad es media-baja. La microresistividad tiene valores medios-altos. Areniscas.

- **4 (19).**- 12 m: del -2344 al -2332. El Sp muestra una inflexión positiva. El sónico tiene valores entre 75 y 80 ms/p. La resistividad presenta valores altos. La conductividad muestra valores bajos. La microresistividad es irregular, variando entre 3 y 15 ohms m²/m. Lutitas con intercalaciones de niveles de areniscas.

- **5 (20).**- 4 m: del -2332 al -2328. El Sp presenta una inflexión positiva. El sónico presenta valores próximos a 65 ms/p. La resistividad tiene valores próximos a 325 ohms m²/m. La conductividad es media, con valores de 50 miliohms m²/m. La microresistividad tiene valores entre 3 y 6 ohms m²/m. Areniscas.

- **6 (21).**- 10 m: del -2328 al -2318. El Sp presenta valores irregulares. El sónico tiene valores medios de 75 ms/p. La resistividad es irregular. La conductividad también es irregular. La microresistividad presenta valores irregulares. Alternancia de areniscas y lutitas.

- **7 (22).**- 3 m: del -2318 al -2315. El Sp muestra una inflexión positiva. El sónico presenta valores con un rango de variación entre 55 y 95 ms/p. La resistividad tiene valores altos. La conductividad presenta valores bajos. La microresistividad es media, con valores de 10 ohms m²/m. Anhidrita.

- **8 (23).**- 19 m: del -2315 al -2296. El Sp genera una inflexión negativa. El sónico presenta valores medios de 70 ms/p con algunos picos de valores más bajos. La resistividad tiene valores irregulares, en general bajos. La conductividad es en general alta. La microresistividad es irregular, con valores medios y un fuerte aumento en el metro -2300. Lutitas con intercalaciones de niveles de areniscas. En el metro -2300 se localiza un nivel de anhidrita.

- **9 (24).**- 16 m: del -2296 al -2280. El Sp es irregular, con inflexiones positivas y negativas. El sónico presenta valores decrecientes de 80 a 65 ms/p. La resistividad es alta con algunos picos de valores más bajos. La conductividad es baja. La microresistividad es irregular, con un rango de variación entre 4 y 20 ohms m²/m. Areniscas verdes. Intercalan niveles de yeso y anhidrita.

- **10 (25).**- 15 m: del -2280 al -2265. El Sp tiene tendencia positiva más acusada en el techo. El sónico presenta valores próximos a 55 ms/p con valores más altos en los extremos. La resistividad tiene valores muy altos. La conductividad presenta valores bajos. La microresistividad muestra valores muy altos, de 20 ohms m²/m. Anhidrita.

- **11 (26).**- 80 m: del -2265 al -2185. El Sp muestra una tendencia homogénea con algunos valores irregulares. El sónico es muy irregular con valores variables entre 55 y 115 ms/p. La resistividad muestra valores bajos con algunos picos de valores altos. La conductividad es irregular con valores medios, más altos en la parte inferior del intervalo. La microresistividad es baja con aumentos muy marcados que alcanzan 16 ohms m²/m. Alternancia de lutitas y margas, con intercalaciones de niveles de anhidrita.

- **12 (27).**- 9 m: del -2185 al -2176. El Sp tiende a mantenerse como en los intervalos anteriores. El sónico está cerca de 60 ms/p. La resistividad es alta, con valores de 600 ohms m²/m. La conductividad tiene valores bajos próximos a 0 miliohms m²/m. La microresistividad es muy alta con valores de 20 ohms m²/m. Anhidrita.

- **13 (28).**- 11 m: del -2176 al -2165. El Sp muestra una inflexión positiva. El sónico es medio con valores de 75 ms/p. La resistividad tiene valores relativamente altos con tendencia decreciente. La conductividad es media con valores más altos que en el intervalo anterior. La microresistividad es alta. Alternancia de margas y areniscas rojas.

- **14 (29).**- 5 m: del -2165 al -2160. El Sp tiene una inflexión positiva. El sónico tiene valores de 80 mslp. La

resistividad presenta valores bajos de 100 ohms m²/m. La conductividad aumenta en relación con el intervalo anterior. La microresistividad es baja. Lutitas.

- **15 (30).**- 11 m: del -2160 a -2149. El Sp produce una inflexión negativa. El sónico tiene valores medios de 75 ms/p. La resistividad tiene valores medios de 250 ohms m²/m, con algunos aumentos. La conductividad tiene tendencia creciente, desde 80 a 110 miliohms m²/m. La microresistividad es baja, con valores de 3 ohms m²/m y algunos aumentos hasta 9 ohms m²/m. Alternancia de lutitas y margas.

- **16 (31).**- 4 m: del -2149 al -2145. El Sp se mantiene como en el nivel anterior. El sónico tiene un valor de 55 ms/p. La resistividad presenta un pico de aumento muy marcado. La conductividad es baja. La microresistividad es alta con un valor de 20 ohms m²/m. Anhidrita.

- **17 (32).**- 15 m: del -2145 al -2130. El Sp muestra una tendencia vertical homogénea. El sónico tiene un rango de variación entre 55 y 140 ms/p. La resistividad es irregular con valores en general bajos. La conductividad es irregular con valores medios. La microresistividad tiene valores próximos a 1 ohms m²/m. Lutitas con nódulos de anhidrita dispersos.

- **18 (33).**- 12 m: del -2130 al -2118. El Sp se mantiene constante. El sónico varía entre 65 y 130 ms/p. La resistividad tiene un valor de 75 ohms m²/m. La conductividad presenta valores próximos a 110 miliohms m²/m. La microresistividad es baja. Lutitas.

- **19 (34).**- 3 m: del -2118 al -2115. El Sp muestra una ligera tendencia negativa. El sónico tiene valores de 55 ms/p. La resistividad es alta. La conductividad es baja. La microresistividad tiene valores cercanos a 20 ohms m²/m. Anhidrita.

- **20 (35).**- 13 m: del -2115 al -2102. El Sp muestra una inflexión negativa. El sónico tiene valores medios entre 70 y 80 ms/p. La resistividad muestra tendencia creciente. La conductividad es media-alta. La microresistividad es media con valores de 5 ohms m²/m. Areniscas.

- **21 (36).** 3 m: del -2102 al -2099. El Sp produce una inflexión positiva. El sónico es bajo (60 ms/p). La resistividad presenta un pico de aumento. La conductividad es baja. La microresistividad presenta valores de 12 ohms m²/m. Anhidrita.

- **22 (37).**- 7 m: del -2099 al -2092. El Sp muestra tendencia negativa. El sónico aumenta hasta 95 y luego disminuye a 70 ms/p. La resistividad muestra tendencia creciente desde 125 a 250 ohms m²/m. La conductividad es media. La microresistividad es irregular, más alta en la base (6 ohms m²/m), que en el techo (2 ohms m²/m). Areniscas.

- **23 (38).**- 5 m: del -2092 al -2087. El Sp tiene tendencia positiva. El sónico es bajo. La resistividad muestra un pico de aumento hasta 450 ohms m²/m. La conductividad tiene

valores de 50 miliohms m²/m. La microresistividad es baja, próxima a 1 ohms m²/m. Lutitas.

- **24 (39).**- 9 m: del -2087 al -2078. El Sp se mantiene constante. El sónico varía entre 75 y 115 ms/p. La resistividad es baja con tendencia creciente. La conductividad es alta en la base mostrando posteriormente tendencia decreciente. La microresistividad es baja con valores próximos a 1 ohms m²/m.

- **25 (40).**- 6 m: del -2078 al -2072. El Sp es constante. El sónico muestra valores entre 85 y 65 ms/p. La resistividad es media con valores de 500 ohms m²/m. La conductividad tiene valores próximos a 60 miliohms m²/m. La microresistividad es alta próxima a 15 ohms m²/m. Dolomías arenosas.

- **26 (41).**- 4 m: del -2072 al -2068. El Sp es constante. El sónico es bajo entre 60 y 55 ms/p. La resistividad es alta. La conductividad es baja. La microresistividad es alta, próxima a 20 ohms m²/m. Anhidrita.

- **Techo:** Se sitúa en el metro -2068 donde las diagrfias marcan un brusco cambio en los valores de las curvas. Se mide un tramo de 19 m, donde el Sp presenta un valor constante. El sónico es bajo, entre 40 y 65 ms/p. La resistividad es muy alta (659 ohms m²/m). La conductividad es homogénea y próxima a 0 miliohms m²/m. La microresistividad es muy alta. Dolomías.

RESUMEN

- Un primer tramo ocupa desde el metro -2385 al -2318. Se caracteriza por un Sp muy irregular, que alterna las inflexiones positivas y las negativas. El sónico tiene valores que varían entre 65 y 80 ms/p. La resistividad es irregular variando entre 1 y 8 ohms m²/m. La conductividad presenta valores medios. La microresistividad alterna valores altos (20-15 m²/m), con otros de 1-5 m²/m. Este intervalo está formado por una alternancia de areniscas y lutitas, que forman parte de las facies Buntsandstein.

- El segundo tramo abarca del metro -2318 al -2265. La curva de Sp muestra valores irregulares. El sónico presenta valores entre 80 y 65 ms/p, que disminuyen ligeramente en la parte superior hasta 55 ms/p. La resistividad tiene (valores bajos en la parte inferior del tramo y aumenta hasta 650 ohms m²/m en la superior. La conductividad presenta una curva contraria a la anterior, con valores bajos en la parte superior y altos en la inferior. La microresistividad presenta una parte inferior con valores entre 3 y 7 m²/m que aumentan en la parte superior llegando a 20 m²/m. Litológicamente está formado por anhidrita, existiendo también lutitas y areniscas. Corresponde a los primeros materiales en facies Keuper.

- Un tercer tramo comprende desde el metro -2265 al -2180. El Sp muestra un registro caracterizado por una tendencia vertical homogénea. El sónico presenta valores muy irregulares variando entre 50 y 130 ms/p. La resistividad presenta valores en general bajos, con una

media de 250 m²/m y algunos picos de valores más altos que alcanzan 500 m²/m. La conductividad es irregular. La microresistividad presenta valores muy bajos, con algunos picos de valores muy altos. Se compone de varias litologías, fundamentalmente lutitas que intercalan margas, anhidrita, yeso y halita. Como el tramo anterior son materiales en facies Keuper.

- Un cuarto tramo abarca desde el metro -2180 al -2115. El Sp muestra tendencia vertical. El sónico presenta valores medios en la parte inferior que son más irregulares hacia el techo. La resistividad se mantiene en general baja, siendo más alta en la parte inferior. La conductividad es alta, con un valor medio de 100 miliohms m²/m. La microresistividad presenta un tramo inferior con valores muy bajos y un tramo superior más irregular. Corresponde a las facies Keuper. Se compone de una alternancia de lutitas, areniscas, anhidrita y margas.

- El último tramo ocupa desde el metro -2115 al -268. El Sp presenta tendencia vertical con una inflexión negativa. El sónico muestra valores medios, con una secuencia claramente decreciente hacia techo. La resistividad muestra una tendencia creciente desde 100 a 500 ohms m²/m. la conductividad varía entre casi 200 miliohms m²/m en la parte inferior y 0 en la superior. La microresistividad tiene valores altos en la parte inferior y bajos en la parte media. Está formada por areniscas, anhidrita y lutitas, que representan la parte superior de las facies keuper.

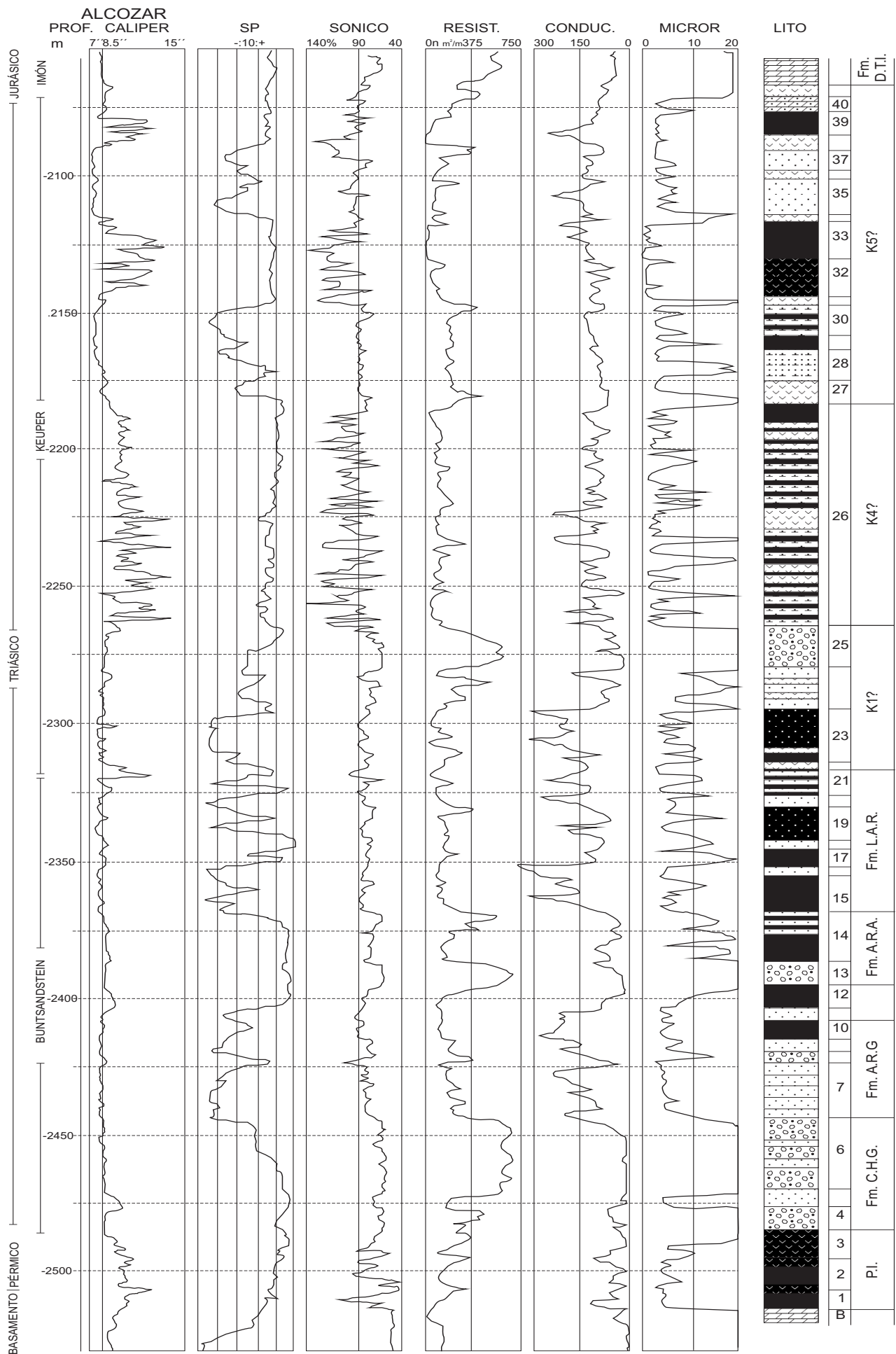


Fig. A1. 37 Sondeo de Alcozar

SONDEO GORMAZ (Muñoz Recio, 1993)

Hoja: Hoja n° 405 (Berlanga de Duero), del M.T.N. E: 1:50.000.

Fecha y operador: 1958, Valdebro.

Diagrafías disponibles: Cáliper, Potencial espontáneo, Gamma Ray, Neutrón, Resistividad y Microresistividad.

Profundidad total: 2200 m perforados.

Espesor de la serie estudiada: 908 m, del -2200 al -1292. Solo se incluyen los metros pertenecientes a la parte superior del Triásico, desde el -1825 al -1292.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 36.

X: 499296,32

Y: 4593858,04

- **Base (31).**- 6 m: del -1825 al -1819. El Sp es irregular con inflexiones negativas y positivas. El GR es irregular con un rango de variación entre 70 y 110 API. El neutrón es también irregular. La resistividad y la microresistividad también presentan valores irregulares, en general con valores medios. Alternancia de areniscas y lutitas rojas, estas últimas menos frecuentes.

- **1 (32).**- 5 m: del -1819 al -1814. El Sp parece mostrarse constante. El GR presenta tendencia creciente. El neutrón presenta valores más bajos en la base que en el techo. La resistividad es baja. La microresistividad también valores bajos. Lutitas arenosas rojas.

- **2 (33).**- 8 m: del -1814 al -1806. El Sp muestra una tendencia vertical. El Gr presenta valores muy bajos. El neutrón es bajo. La resistividad es baja, con valores ligeramente más altos en el techo. A microresistividad muestra valores bajos. Conglomerados. En la parte superior presentan intercalaciones de niveles de areniscas.

- **3 (34).**- 12 m: del -1806 al -1794. El Sp produce una inflexión negativa. El GR presenta valores irregulares muy altos en el techo. La resistividad también es irregular, con valores altos y bajos, igual que la microresistividad que, en general, es más alta que en los intervalos adyacentes. Alternancia de areniscas y lutitas rojas.

- **4 (35).**- 8 m: del -1794 al -1786. El Sp se mantiene constante. El GR presenta valores próximos a 120 API. El neutrón tiene valores irregulares medios. La resistividad es baja, aumentando un poco en el techo. La microresistividad tiene valores bajos, más altos en el techo. Lutitas.

- **5 (36).**- 11 m: del -1786 al -1775. El Sp muestra una curva muy irregular. El GR presenta valores extremos alternantes igual que el neutrón, la resistividad y la microresistividad. Alternancia de areniscas y lutitas.

- **6 (37).**- 5 m: del -1775 al -1770. El Sp muestra una ligera inflexión positiva. El GR es alto cercano a 130 API. El neutrón presenta una tendencia decreciente. La resistividad es baja igual que la microresistividad. Areniscas. Contiene probablemente materia orgánica.

- **7 (38).**- 16 m: del -1770 al -1754. El Sp muestra una tendencia vertical constante. El Gr presenta valores medios e irregulares. El neutrón es irregular, menor en la base que en el techo. La resistividad es irregular. La microresistividad es baja. Alternancia de areniscas y lutitas. Estas últimas dominan en la parte superior.

- **8 (39).**- 10 m: del -1754 al -1744. El Sp muestra una tendencia negativa. El GR tiene valores más altos en la parte media, pero en general irregulares. El neutrón tiene valores altos, disminuyendo en la parte superior. La resistividad es irregular con un aumento en la parte media. La microresistividad es baja con el mismo incremento en la parte media. Alternancia de areniscas y lutitas.

- **9 (40).**- 5 m: del -1744 al -1739. El Sp presenta una tendencia negativa. El GR muestra valores bajos muy marcados. El neutrón en este intervalo tiene valores muy bajos. La resistividad y la microresistividad tienen valores muy altos. Areniscas verdes. Presentan cantos negros de lutitas. Posiblemente se encuentran edafizadas.

- **10 (41).**- 15 m: del -1739 al -1724. El Sp presenta tendencia vertical constante. El GR muestra valores decrecientes. El neutrón tiene valores altos. La resistividad es alta, con irregularidades. La microresistividad es media. Lutitas grises. Presentan yesos dispersos.

- **11 (42).**- 16 m: del -1724 al -1708. El Sp mantiene la tendencia vertical, igual que en el tramo anterior. El GR tiene valores medios aunque irregularidades. El neutrón presenta valores altos e irregulares. La resistividad tiene valores altos igual que la microresistividad. Lutitas grises. Presenta yesos dispersos menos frecuentes que en el intervalo anterior.

- **12 (43).**- 2 m: del -1708 al -1706. El Sp es constante. El GR es muy bajo con valores próximos a 0 API. La curva del neutrón muestra valores bajos. La resistividad y microresistividad presentan valores más altos que el intervalo anterior. Anhidrita.

- **13 (44).**- 9 m: del -1706 al -1697. El Sp mantiene la línea de arcillas. El GR se eleva un poco en relación con el intervalo anterior. El neutrón también presenta valores más altos. La resistividad y la microresistividad presentan valores más bajos y homogéneos que el intervalo anterior. Lutitas grises y verdes.

- **14 (45).**- 2 m: del -1697 al -1695. El Sp sigue constante. El GR es bajo, lo mismo que el neutrón. La resistividad es alta. La microresistividad produce un pico de valores más altos. Anhidrita.

- **15 (46).**- 11 m: del -1695 al -1684. El Sp se mantiene constante. El GR presenta valores altos en relación con los intervalos próximos. El neutrón tiene valores altos. La resistividad tiene valores relativamente bajos. La microresistividad es baja y homogénea. Lutitas grises y verdes.

- **16 (47).**- 7 m: del -1684 al -1677. El Sp es constante. El GR tiene valores entre 15 y 20 API. El neutrón presenta valores bajos, más en el centro que en los extremos. La resistividad es alta. La microresistividad se muestra muy irregular. Lutitas rojas con nódulos de anhidrita.

- **17 (48).**- 5 m: del -1677 al -1672. El Sp muestra un valor constante. El GR y el neutrón muestran picos de valores altos que alternan con valores bajos, sobre todo en el techo. La resistividad presenta valores bajos que la base que aumenta el valor hacia el techo. La microresistividad, igual que la resistividad, pasa de valores bajos en la base a valores más elevados en el techo. Lutitas grises y verdes, en el techo presentan intercalaciones de niveles de anhidrita.

- **18 (49).**- 2 m: del -1672 al -1670. El Sp sigue con tendencia vertical. La curva del GR presenta valores próximos a 50 API. El neutrón muestra un pico de valores altos. La resistividad y la microresistividad son bajas. Lutitas grises, verdes y rojas.

- **19 (50).**- 4 m: del -1670 al -1666. El Sp permanece constante. El GR presenta valores medios-altos, con un descenso en el techo. EL neutrón tiene valores altos. La resistividad muestra tendencia decreciente. La microresistividad también muestra la misma tendencia. Lutitas rojas con niveles de anhidrita, más frecuentes en el techo.

- **20 (51).**- 6 m: del -1666 al -1660. El Sp permanece constante. EL GR presenta valores altos en relación con los niveles adyacentes. El neutrón muestra valores altos. La resistividad tiene valores relativamente bajos. La microresistividad es baja. Lutitas versicolores.

- **21 (52).**- 7m: de -1660 al -1653. El Sp mantiene una tendencia vertical. El GR presenta tendencia decreciente de 50 a 15 API. El neutrón tiene valores relativamente bajos. La resistividad tiene valores irregulares. La microresistividad es baja. Lutitas rojas con nódulos de anhidrita.

- **22 (52).**- 12 m: del -1653 al -1641. El Sp continúa constante. El GR muestra valores altos, más irregulares en el techo. El neutrón es irregular con más variación en la parte superior. La resistividad tiene valores irregulares con tendencia creciente. La microresistividad es baja. Lutitas versicolores. Pueden intercalar niveles de yeso en la parte superior.

- **23 (54).**- 9 m: del -1641 al -1632. El Sp sigue constante. El GR muestra valores bajos en los extremos altos en el centro. El neutrón presenta valores medios aumentando en la parte media. La resistividad es irregular con valores altos. La microresistividad es baja. Alternancia de anhidrita y lutitas.

- **24 (55).**- 6 m: del -1632 al -1626. El Sp es constante. El GR tiene valores con tendencia decreciente hacia el techo, al igual que el neutrón. La resistividad y la microresistividad son bajas. Lutitas grises.

- **25 (56).**- 2 m: del -1626 al -1624. El Sp permanece constante. El GR es bajo (25 API). El neutrón muestra un pico de bajada. La resistividad y la microresistividad dan picos de aumento. Anhidrita.

- **26 (57).**- 15 m: del -1624 al -1609. El Sp continúa constante. El GR muestra valores irregulares, más altos en la base que en el techo. El neutrón tiende a aumentar hacia la parte superior siendo más irregulares. La resistividad es irregular, más alta en la parte superior. La microresistividad es baja. Lutitas versicolores. Presenta halita de forma dispersa, más abundante a techo.

- **27 (58).**- 4 m: del -1609 al -1605. La curva del Sp sigue constante. El GR presenta un valor bajo, igual que el neutrón. La resistividad presenta un pico de aumento. La microresistividad es un poco más alta. Halita.

- **28 (59).**- 78 m: del -1605 al -1527. El Sp mantiene la misma tendencia vertical y constante. El GR tiene valores homogéneos altos, igual que el neutrón, tiene algunos valores algo más bajos. La resistividad es en general baja con cierta tendencia a aumentar en la parte superior. La microresistividad es muy baja. Lutitas rojas. Presentan inclusiones de halita. En ocasiones existen niveles más arenosos.

- **29 (60).**- 8 m: del -1527 al -1519. El Sp continúa constante. EL GR presenta valores altos y bajos. El neutrón tiene valores bajos en los extremos y más altos en la parte media. La resistividad muestra la misma pauta que el neutrón, pero en sentido contrario. La microresistividad es baja. Halita con un nivel intercalado de lutitas.

- **30 (61).**- 5 m: del -1519 al -1514. El Sp continúa constante. El GR muestra un valor alto comparado con los adyacentes. El neutrón es muy alto. La resistividad es baja. La microresistividad es baja. Lutitas rojas.

- **31 (62).**- 74 m: del -1514 al -1440. El calíper muestra la existencia de una caverna por lo cual las herramientas de lectura no leen correctamente. Posiblemente corresponda a sales disueltas.

- **32 (63).**- 26 m: -1440 al -1414. El Sp muestra una tendencia vertical. El GR presenta valores bajos-medios, que aumentan en la parte superior. El neutrón tiene valores relativamente altos, algo más irregulares en la parte superior. La resistividad tiene valores altos. La microresistividad tiene lecturas irregulares. Lutitas rojas con intercalaciones de yesos.

- **33 (64).**- 11 m: del -1414 al -1403. El Sp muestra la misma tendencia. El GR presenta valores más altos que el intervalo anterior, igual que el neutrón. La resistividad es baja. La microresistividad es irregular. Lutitas versicolores.

- **34 (65).**- 5 m: del -1403 al -1398. La curva del Sp muestra tendencia vertical. El GR muestra valores altos irregulares. El neutrón es bajo. La resistividad y la microresistividad

tienen valores altos. Areniscas rojas.

- **35** (66).- 14 m: del -1398 al -1384. El Sp se mantiene constante. El GR muestra una tendencia creciente algo irregular. El neutrón es irregular con una ligera tendencia creciente. La resistividad es más baja que en el intervalo anterior, igual que la microresistividad. Lutitas rojas. Pueden presentar nódulos de anhidrita.

- **36** (67).- 8 m: del -1384 al -1376. El Sp es constante. El GR es más bajo que en el intervalo anterior, aumentando un poco en el techo, igual que el neutrón. La resistividad es alta disminuyendo en la parte superior. La microresistividad es irregular. Areniscas rojas. En el techo intercalan lutitas.

- **37** (68).- 12 m: del -1376 al -1364. El Sp mantiene la misma tendencia. El GR presenta una disminución importante en relación al intervalo anterior. El neutrón es alto. La resistividad es más baja que en el tramo anterior, aumentando ligeramente hacia el techo. La microresistividad es baja. Lutitas versicolores. Presentan niveles de yesos.

- **38** (69).- 4 m: del -1364 al -1360. El Sp se mantiene como en intervalos anteriores. El GR es bajo, igual que el neutrón. La resistividad presenta valores ligeramente más altos que en los intervalos anteriores. La microresistividad es irregular. Anhidrita.

- **39** (70).- 6 m: del -1360 al -1354. El Sp continúa igual. El GR presenta valores homogéneos bajos, próximos a 80 API, pero más altos que los adyacentes. El neutrón es alto. La resistividad presenta valores bajos, igual que la microresistividad. Lutitas grises.

- **40** (71).- 8 m: del -1354 al -1346. El Sp continúa constante. El GR es irregular con valores bajos. El neutrón es bajo, incrementándose un poco en la parte media. La resistividad es más alta que en los intervalos anteriores, igual que la microresistividad. Alternancia de areniscas y lutitas grises.

- **41** (72).- 6 m: del -1346 al -1340. El Sp se mantiene constante. El GR es alto, igual que el neutrón. La resistividad es baja. La microresistividad tiene valores bajos. Lutitas versicolores.

- **42** (73).- 11 m: del -1340 al -1329. La curva del Sp tiene la misma tendencia vertical. El GR presenta valores irregulares, que decrecen en el techo. El neutrón es irregular con valores bajos, aumentando un poco en el techo. La resistividad es más alta que en intervalos anteriores, con un pico de aumento en el techo. La microresistividad es irregular. Alternancia de lutitas y areniscas grises y rojas.

- **43** (74).- 14 m: del -1329 al -1315. El Sp presenta la misma tendencia constante. El GR es bajo, entre 10 y 15 API. El neutrón es irregular, con valores medios que presentan tendencia decreciente. La resistividad es alta e irregular, igual que la microresistividad. Anhidrita con algunas intercalaciones de niveles de lutitas.

- **44** (75).- 5 m: del -1315 al -1310. El Sp continúa con la misma tendencia. El GR es bajo igual que el neutrón, que presenta un pico muy acusado de disminución. La resistividad es muy alta. La microresistividad también presenta un aumento. Anhidrita.

- **45** (76).- 7 m: del -1310 al -1303. El Sp mantiene la tendencia vertical. El GR tiene valores bajos (10-20 API). El neutrón es bajo e irregular con algunos valores más altos. La resistividad tiene tendencia creciente. La microresistividad también aumenta sus valores en el techo. Alternancia de lutitas rojas y anhidrita.

- **46** (77).- 6 m: del -1303 al -1297. El Sp es constante. El GR tiene valores bajos e irregulares. El neutrón presenta valores medios-bajos con tendencia creciente. La resistividad es alta igual que la microresistividad. Areniscas rojas.

- **47** (78).- 5 m: del -1297 al -1292. El Sp es constante. El GR tiene valores bajos algo irregulares. El neutrón presenta un pico de valores bajos muy acusado. La resistividad y la microresistividad presentan un pico de aumento en sus valores. Anhidrita.

- **Techo:** Se sitúa en el metro -1292, en donde hasta el metro -1255, hay 37, en los que el Sp muestra una inflexión negativa. El GR es bajo y homogéneo. El neutrón tiene valores medios, más bajos en la base. La resistividad es irregular, igual que la microresistividad. Dolomías ocreas. Se identifican como la Fm. Dolomías tableadas de Imón.

RESUMEN

- Se distingue un tramo (Tramo 4) entre el metro -1870 al -1739. El Sp muestra una tendencia positiva con un intervalo negativo en la parte media. El GR tiene valores irregulares en general mayores de 75 API. EL neutrón muestra valores en general altos. La resistividad presenta valores irregulares, dominando los intervalos de valores bajos. La microresistividad también tiene valores irregulares con predominio de los valores bajos. Se compone de una alternancia de areniscas y lutitas rojas. En la parte inferior forman secuencias granodecrecientes. Las lutitas incluyen nódulos de carbonato en la parte superior. Corresponden a las facies Buntsandstein.

- El siguiente tramo (Tramo 5) comprende desde el metro -1739 al -1609. El Sp presenta lecturas homogéneas. El GR tiene valores bajos, siempre menores de 75 API. El neutrón presenta valores altos y homogéneos que en tramo anteriores. La resistividad es en general alta, con algún pico de descenso. La microresistividad es irregular con valores altos. La litología fundamental son las lutitas grises y verdes con intercalaciones de anhidrita, y de forma más ocasional yesos. Son los primeros materiales en las facies Keuper.

- Se distingue el Tramo 6 entre los metros -1609 y -1514. El Sp mantiene una tendencia vertical. El GR presenta

valores cercanos a 75 API. El neutrón muestra valores altos. La resistividad y la microresistividad muestran lecturas muy bajas, posiblemente afectadas por la baja consistencia de las paredes del pozo. Se compone de una alternancia de niveles de lutitas y halita. Forman parte de las facies Keuper.

- El tramo 7 abarca desde el metro -1514 al -1440. La lectura de las herramientas puede estar muy afectada por la caverna existente en el pozo, que puede estar generada por disolución de sales. Como el tramo anterior corresponden a facies Keuper.

- El tramo 8 se define entre los metros -1440 y -1360. El Sp muestra tendencia vertical a grandes rasgos. El GR presenta tendencia creciente desde valores muy bajos a próximos a 80 API. El neutrón muestra valores altos en general. La resistividad presenta una tendencia creciente. La microresistividad ofrece lecturas muy bajas. Está formado por una alternancia de lutitas versicolores y areniscas rojas. Corresponde a las facies Keuper.

- El último tramo abarca del -1360 al -1292. El Sp continúa mostrando una tendencia vertical. El GR tiene valores más bajos que el tramo anterior con tendencia creciente. El neutrón presenta valores altos que disminuyen en la parte superior. La resistividad tiene valores bajos que aumentan en la parte superior igual que la microresistividad. Este tramo está constituido por areniscas rojas, lutitas versicolores y niveles de anhidrita. Constituye la parte más alta de las facies Keuper.

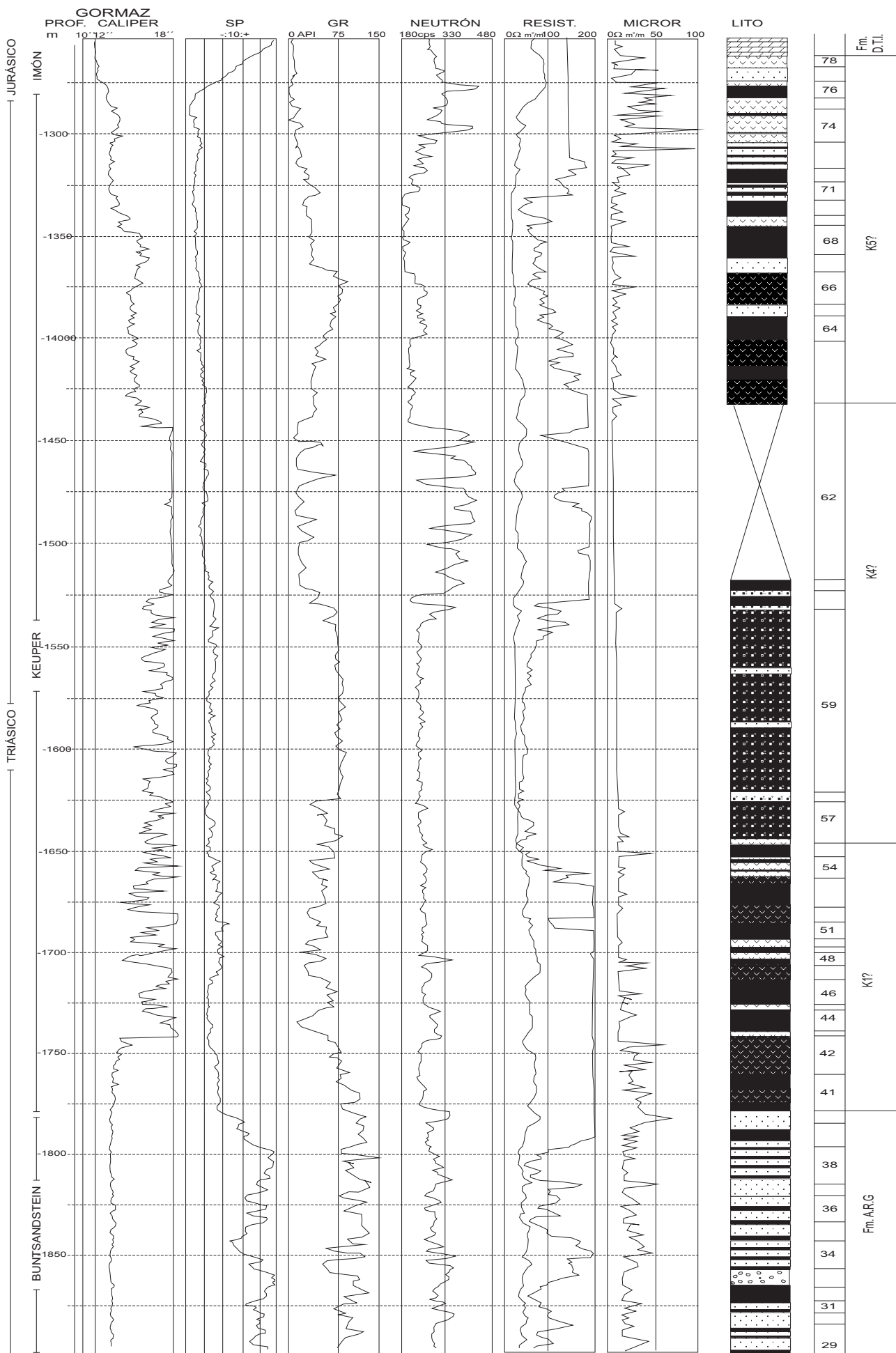


Fig. A1. 38 Sondeo de Alcozar

Anexo II: Tablas de datos paleohidráulicos de los materiales triásico

Tabla 1, Datos granulométricos de campo de Cuevas de Ayllón

N° Muestra	Estructura	Número de Foto	Potencia estructura (m)	Potencia canal (m)	Anchura canal (m)	Paleocorriente
CU-G-1	Est. Cruz. Surco	110-1029	0,26	0,72	32,28	N182°E/17°NE
CU-G-2	Est. Cruz. Surco	110-1029	0,26	0,90	44,73	N182°E/18°NE
CU-G-3	Est. Cruz. Surco	110-1029	0,31	0,90	44,73	-----
CU-G-4	Est. Cruz. Planar	110-1030	0,85	0,90	44,73	N28°E/16°NE
CU-G-5	Est. Cruz. Planar	110-1030	0,85	0,90	44,73	N28°E/17°NE
CU-G-6	Est. Cruz. Planar	110-139	0,18	0,63	27,09	N55°E/17°NE
CU-G-7	Est. Cruz. Surco	110-139	0,73	0,72	24,44	N190°E/15°NE
CU-G-8	Est. Cruz. Surco	110-139	0,10	0,72	24,44	N45°E/25°NE
CU-G-9	Est. Cruz. Surco	110-139	0,10	0,72	24,44	N25°E/18°NE
CU-G-10	Est. Cruz. Surco	110-144	0,35	1,09	13,84	N320°E/16°NE
CU-G-11	Est. Cruz. Planar	110-144	1,15	1,09	13,84	N50°E/30°NE
CU-G-12	Est. Cruz. Planar	110-144	1,15	1,09	20,18	N50°E/18°NE
CU-G-13	Est. Cruz. Surco	110-144	0,30	0,9	20,18	-----
CU-G-14	Est. Cruz. Planar	110-144	0,18	1,00	20,18	N350°E/16°NE
CU-G-15	Est. Cruz. Planar	110-144	0,42	1,00	20,18	N350°E/17°NE
CU-G-16	Est. Cruz. Planar	110-143	0,50	1,09	11,53	N60°E/17°NE
CU-G-17	Est. Cruz. Planar	110-143	0,20	1,09	11,53	N60°E/15°NE
CU-G-18	Est. Cruz. Planar	110-143	0,15	0,90	10,50	N336°E/25°NE
CU-G-19	Est. Cruz. Planar	110-143	0,60	0,90	12,36	N60°E/18°NE
CU-G-20	Est. Cruz. Planar	110-143	0,60	0,90	23,77	N65°E/16°NE
CU-G-21	Est. Cruz. Planar	110-143	0,15	1,00	23,77	N20°E/30°NE
CU-G-22	Est. Cruz. Planar	110-1031	0,30	1,00	23,77	N15°E/18°NE
CU-G-23	Est. Cruz. Planar	110-1031	0,21	1,00	38,75	-----
CU-G-24	Est. Cruz. Planar	110-1031	0,25	1,00	38,75	N40°E/17°NE
CU-G-25	Est. Cruz. Planar	110-1031	0,10	1,00	38,75	N335°E/25°NE
CU-G-26	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,08	1,00	38,75	N335°E/25°NE
CU-G-27	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,08	1,00	38,75	N115°E/18°NE
CU-G-28	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,35	1,36	38,75	N100°E/16°NE
CU-G-29	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,35	1,36	39,20	N96°E/25°NE
CU-G-30	Est. Cruz. Planar	110-1033	0,42	1,36	43,70	N88°E/30°NE
CU-G-31	Est. Cruz. Planar	110-1033	0,42	1,36	43,70	N42°E/14°NE
CU-G-32	Est. Cruz. Planar	110-1033	0,24	1,36	46,12	N100°E/30°NE
CU-G-33	Est. Cruz. Planar	110-1034	0,27	1,36	46,12	N100°E/14°NE
CU-G-34	Est. Cruz. Planar	110-1034	0,15	1,36	39,20	N61°E/17°NE
CU-G-35	Est. Cruz. Planar	110-1034	0,45	1,36	39,20	N90°E/16°NE
CU-G-36	Est. Cruz. Planar	110-1034	0,45	0,9,	39,20	N90°E/16°NE
CU-G-37	Est. Cruz. Planar	110-1036	0,70	0,81	33,44	-----
CU-G-38	Est. Cruz. Planar	110-1036	0,70	0,81	33,44	N48°E/32°NE
CU-G-39	Est. Cruz. Planar	110-1037	0,22	0,81	33,44	N5°E/22°NE
CU-G-40	Est. Cruz. Planar	110-1037	0,12	1,09	33,44	N98°E/18°NE
CU-G-41	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,22	1,09	33,44	N289°E/37°NE
CU-G-42	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,18	1,09	33,44	N78°E/17°NE
CU-G-43	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,37	1,00	33,44	N40°E/22°NE
CU-G-44	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,34	1,00	33,44	N310°E/30°NE
CU-G-45	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,34	0,9,	33,44	N310°E/30°NE
CU-G-46	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,32	0,81	53,04	N122°E/33°NE
CU-G-47	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,33	1,20	53,04	N122°E/33°NE
CU-G-48	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,33	1,20	53,04	N118°E/18°NE
CU-G-49	Est. Cruz. Planar	110-1047	0,60	0,60	53,04	N293°E/12°NE
CU-G-50	Est. Cruz. Planar	110-1048	0,60	0,60	53,04	-----

Nº Muestra	Estructura	Número de Foto	Potencia estructura (m)	Potencia canal (m)	Anchura canal (m)	Paleocorriente
CUG-51	Est. Cruz. Planar	110-1048	0,15	0,45	53,04	N150°E/18°NE
CUG-52	Est. Cruz. Planar	110-1048	0,09	0,45	53,04	N150°E/18°NE
CUG-53	Est. Cruz. Planar	110-1049	0,3	0,72	42,08	N6°E/30°NE
CUG-54	Est. Cruz. Planar	110-1049	0,39	0,72	42,08	N6°E/30°NE
CUG-55	Est. Cruz. Surco	110-1050	0,48	0,72	36,89	N2°E/45°NW
CUG-56	Est. Cruz. Planar	110-1051	0,2	0,63	51,88	N120°E/17°NE
CUG-57	Est. Cruz. Planar	110-1038	0,16	0,45	33,44	N307°E/22°NE
CUG-58	Est. Cruz. Planar	110-1038	0,22	0,63	36,89	N255°E/12°NE
CUG-59	Est. Cruz. Planar	110-1038	0,17	0,63	36,89	N120°E/23°NE
CUG-60	Est. Cruz. Planar	110-1038	0,58	0,63	20,75	N70°E/24°NE
CUG-61	Est. Cruz. Planar	110-1038	0,58	0,63	20,75	N70°E/22°NE
CUG-62	Est. Cruz. Planar	110-1052	0,45	0,72	51,88	N40°E/18°NE
CUG-63	Est. Cruz. Planar	110-1052	0,4	0,72	51,88	N25°E/26°NE
CUG-64	Est. Cruz. Planar	110-1053	0,29	0,63	20,50	N35°E/18°NE
CUG-65	Est. Cruz. Surco	110-1054	0,24	0,45	53,61	N74°E/30°NE
CUG-66	Est. Cruz. Surco	110-1054	0,2	0,5	53,61	-----
CUG-67	Est. Cruz. Planar	110-1055	0,36	0,45	53,61	
CUG-68	Est. Cruz. Planar	110-1055	0,26	0,9	53,61	N44°E/8°NE
CUG-69	Est. Cruz. Surco	110-1041	0,24	0,9	53,61	N20°E/10°NE
CUG-70	Est. Cruz. Surco	110-1041	0,1	0,9	43,81	N30°E/12°NE
CUG-71	Est. Cruz. Planar	110-1041	0,09	0,9	43,81	N140°E/26°NE
CUG-72	Est. Cruz. Surco	110-1041	0,08	0,9	43,81	N22°E/12°NW
CUG-73	Est. Cruz. Planar	110-1041	0,09	0,9	50,73	-----
CUG-74	Est. Cruz. Planar	110-1043	0,28	0,9	50,73	N150°E/18°NE
CUG-75	Est. Cruz. Surco	110-1043	0,18	0,72	43,81	N10°E
CUG-76	Est. Cruz. Surco	110-1043	0,43	0,72	43,81	N90°E
CUG-77	Est. Cruz. Surco	110-1043	0,26	0,72	43,81	N5°E/5°NE
CUG-78	Est. Cruz. Surco	110-1043	0,2	0,72	43,81	N20°E/20°NE
CUG-79	Est. Cruz. Surco	110-1043	0,25	0,72	43,81	N350°E/10°NE
CUG-80	Est. Cruz. Surco	110-1057	0,22	0,72	43,81	N8°E
CUG-81	Est. Cruz. Surco	110-1057	0,25	0,9	43,81	N320°E
CUG-82	Est. Cruz. Surco	110-1057	0,45	0,72	43,81	N350°E
CUG-83	Est. Cruz. Surco	110-1057	0,2	0,72	43,81	N8°E
CUG-84	Est. Cruz. Surco	110-1057	0,35	0,72	43,81	N320°E/32°NE
CUG-85	Est. Cruz. Surco	110-1057	0,35	0,72	43,81	N325°E/20°NE
CUG-86	Est. Cruz. Surco	110-1060	0,19	0,9	43,81	N330°E/20°NE
CUG-87	Est. Cruz. Surco	110-1060	0,15	0,9	25,36	N25°E/25°NE
CUG-88	Est. Cruz. Planar	110-1061	0,08	1	25,36	N21°E/30°NE
CUG-89	Est. Cruz. Planar	110-1061	0,28	1	40,35	N90°E/10°NE
CUG-90	Est. Cruz. Planar	110-1061	0,14	0,72	40,35	N14°E/34°NE
CUG-91	Est. Cruz. Planar	110-1061	0,22	0,63	26,06	N120°E/18°NE
CUG-92	Est. Cruz. Planar	110-1063	0,2	0,63	26,06	N114°E/12°NE
CUG-93	Est. Cruz. Planar	110-1064	0,53	0,63	26,06	N110°E/40°NE
CUG-94	Est. Cruz. Planar	110-1064	0,3	0,63	26,06	N102°E/35°NE
CUG-95	Est. Cruz. Planar	110-1064	0,6	0,72	26,52	N18°E/32°NE
CUG-96	Est. Cruz. Planar	110-1067	0,37	0,9	39,90	N132°E/32°NE
CUG-97	Est. Cruz. Planar	110-1066	0,45	0,9	38,50	N118°E/18°NE
CUG-98	Est. Cruz. Planar	110-1066	0,5	0,72	44,60	N118°E/18°NE
CUG-99	Est. Cruz. Planar	110-1065	0,25	0,6	35,76	N66°E/24°NE
CUG-100	Est. Cruz. Planar	110-1065	0,3	0,6	35,76	N92°E/30°NE

Tabla 2, Datos granulométricos de campo de Montejo de Tiernes

Nº Muestra	Estructura	Número de Foto	Potencia estructura (m)	Potencia canal (m)	Anchura canal (m)	Paleocorriente
MTG-1	Est. Cruz. Planar	110-1069	0,18	0,60	30,39	N90°E/18°NE
MTG-2	Est. Cruz. Planar	110-1069	0,16	0,60	30,39	N100°E/17°NE
MTG-3	Est. Cruz. Planar	110-1069	0,2	0,60	30,39	N88°E/10°SW
MTG-4	Est. Cruz. Planar	110-1070	0,18	0,60	30,39	N90°E/18°SE
MTG-5	Est. Cruz. Planar	110-1070	0,20	0,73	29,16	N90°E/18°NE
MTG-6	Est. Cruz. Planar	110-1070	0,35	0,73	29,16	N40°E/15°NE
MTG-7	Est. Cruz. Surco	110-1071	0,17	0,73	29,16	N25°E
MTG-8	Est. Cruz. Surco	110-1071	0,20	0,81	37,40	N20°E
MTG-9	Est. Cruz. Surco	110-1071	0,25	0,81	37,40	N30°E
MTG-10	Est. Cruz. Planar	110-1072	0,26	0,72	38,70	N80°E/36°NW
MTG-11	Est. Cruz. Planar	110-1072	0,13	0,72	38,70	N160°E/5°NE
MTG-12	Est. Cruz. Planar	110-1072	0,18	0,72	38,70	N128°E/12°NE
MTG-13	Est. Cruz. Planar	110-1075	0,33	0,65	33,69	N0°E/30°NE
MTG-14	Est. Cruz. Planar	110-1075	0,25	0,65	33,69	N140°E/22°NE
MTG-15	Est. Cruz. Planar	110-1075	0,18	0,55	27,69	N135°E/22°NE
MTG-16	Est. Cruz. Planar	110-1074	0,20	0,55	27,69	-----
MTG-17	Est. Cruz. Planar	110-1074	0,19	0,55	27,69	N140°E/21°NE
MTG-18	Est. Cruz. Planar	110-1073	0,19	0,48	26,66	N80°E
MTG-19	Est. Cruz. Planar	110-1073	0,16	0,48	26,66	-----
MTG-20	Est. Cruz. Planar	110-1068	0,15	0,48	26,66	N130°E/10°NW
MTG-21	Est. Cruz. Planar	110-10-1	0,35	0,75	42,69	N155°E/10°NE
MTG-22	Est. Cruz. Planar	110-10-1	0,22	0,75	42,69	N155°E/15°NE
MTG-23	Est. Cruz. Planar	110-10-1	0,15	0,75	42,69	N192°E/17°NE
MTG-24	Est. Cruz. Planar	110-1080	0,14	0,75	37,59	N200°E/18°NE
MTG-25	Est. Cruz. Planar	110-10-3	0,30	0,55	32,59	N140°E/10°NE
MTG-26	Est. Cruz. Planar	110-10-3	0,25	0,55	32,59	N150°E/18°NE
MTG-27	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,26	1,09	55,35	N130°E/18°NE
MTG-28	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,25	1,09	55,35	N130°E/18°NE
MTG-29	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,25	1,09	55,35	N150°E/17°NE
MTG-30	Est. Cruz. Planar	110-10-4	0,33	1,09	55,35	N130°E/18°NE
MTG-31	Est. Cruz. Planar	110-1083	0,43	0,80	39,55	N170°E/26°NE
MTG-32	Est. Cruz. Planar	110-1083	0,37	0,80	39,55	N160°E/28°NE
MTG-33	Est. Cruz. Planar	110-1084	0,43	1,00	47,40	N160°E/22°NE
MTG-34	Est. Cruz. Planar	110-1084	0,48	1,00	47,40	N170°E/26°NE
MTG-35	Est. Cruz. Planar	110-1085	0,42	0,70	40,59	N100°E/34°NE
MTG-36	Est. Cruz. Planar	110-1086	0,35	0,65	30,51	N170°E/32°NE
MTG-37	Est. Cruz. Planar	110-1087	0,54	0,67	30,59	N145°E/18°NE
MTG-38	Est. Cruz. Surco	110-1087	0,20	0,83	43,60	N180°E
MTG-39	Est. Cruz. Planar	110-1087	0,45	0,83	43,60	N145°E/18°NE
MTG-40	Est. Cruz. Surco	110-1088	0,37	1,07	37,36	N200°E/16°NE
MTG-41	Est. Cruz. Planar	110-1088	0,40	1,07	37,36	N140°E/20°NE
MTG-42	Est. Cruz. Planar	110-1088	0,30	1,07	37,36	N135°N/20°NE
MTG-43	Est. Cruz. Planar	110-1089	0,45	1,10	49,59	N150°E/22°NE
MTG-44	Est. Cruz. Planar	110-1089	0,25	1,10	49,59	N124°E/20°NE
MTG-45	Est. Cruz. Planar	110-1089	0,40	1,10	49,59	N138°E/22°NE
MTG-46	Est. Cruz. Planar	110-1090	0,42	1,00	40,78	N185°E/17°NE
MTG-47	Est. Cruz. Planar	110-1091	0,28	0,60	28,36	N160°E/16°NE
MTG-48	Est. Cruz. Planar	110-1092	0,32	1,15	47,58	N150°E/20°NE
MTG-49	Est. Cruz. Planar	110-1092	0,50	1,15	47,58	-----
MTG-50	Est. Cruz. Planar	110-1092	0,33	1,15	47,58	N180°E/24°NE

Nº Muestra	Estructura	Número de Foto	Potencia estructura (m)	Potencia canal (m)	Anchura canal (m)	Paleocorriente
MTG-51	Est. Cruz. Planar	110-1093	0,43	0,47	32,20	N145ºE/20ºNE
MTG-52	Est. Cruz. Planar	110-1093	0,23	0,73	32,20	-----
MTG-53	Est. Cruz. Surco	110-1093	0,3	0,73	36,63	N20ºE/20ºNE
MTG-54	Est. Cruz. Planar	110-1094	0,23	0,93	36,63	N140ºE/20ºNE
MTG-55	Est. Cruz. Planar	110-1094	0,3	0,93	36,63	N155ºE/16ºNE
MTG-56	Est. Cruz. Planar	110-1094	0,13	0,93	35,50	N160ºE/17ºNE
MTG-57	Est. Cruz. Planar	110-1094	0,27	0,93	35,27	-----
MTG-58	Est. Cruz. Planar	110-1095	0,26	1,48	35,27	N162ºE/24ºNE
MTG-59	Est. Cruz. Planar	110-1095	0,21	1,48	32,42	N142ºE/30ºNE
MTG-60	Est. Cruz. Planar	110-1095	0,19	1,48	40,36	N144ºE/24ºNE
MTG-61	Est. Cruz. Planar	110-1095	0,31	1,48	40,36	-----
MTG-62	Est. Cruz. Planar	110-1095	0,51	1,48	41,00	-----
MTG-63	Est. Cruz. Planar	110-1095	0,27	0,45	41,00	N168ºE/22ºNE
MTG-64	Est. Cruz. Planar	110-1096	0,24	0,91	41,00	N164ºE/20ºNE
MTG-65	Est. Cruz. Planar	100-1099	0,28	0,91	50,22	N130ºE/22ºNE
MTG-66	Est. Cruz. Planar	100-1099	0,17	0,91	50,22	N138ºE/32ºNE
MTG-67	Est. Cruz. Planar	100-1099	0,22	0,91	50,22	N130ºE/30ºNE
MTG-68	Est. Cruz. Planar	110-11-1	0,26	0,98	33,61	N180ºE/20ºNE
MTG-69	Est. Cruz. Planar	110-11-1	0,18	0,98	49,77	-----
MTG-70	Est. Cruz. Planar	110-11-1	0,14	0,98	49,77	N160ºE/22ºNE
MTG-71	Est. Cruz. Planar	110-11-1	0,5	0,98	49,77	N172ºE/26ºNE
MTG-72	Est. Cruz. Planar	11-11-1	0,23	1,18	49,77	N1341E/14ºNE
MTG-73	Est. Cruz. Planar	11-11-1	0,2	1,18	30,15	-----
MTG-74	Est. Cruz. Surco	11-11-1	0,24	1,18	27,34	N208ºE/15ºNE
MTG-75	Est. Cruz. Surco	11-11-1	0,51	1,18	27,34	N200ºE/17ºNE
MTG-76	Est. Cruz. Surco	11-11-1	0,28	0,53	30,22	N162ºE/18ºNE
MTG-77	Est. Cruz. Planar	11-11-2	0,24	0,53	37,88	N120ºE/12ºNE
MTG-78	Est. Cruz. Planar	11-11-2	0,24	0,74	37,88	N162ºE/18ºNE
MTG-79	Est. Cruz. Planar	11-11-3	0,2	0,74	47,33	-----
MTG-80	Est. Cruz. Planar	11-11-3	0,3	0,74	47,33	N140ºE/22ºNE
MTG-81	Est. Cruz. Planar	11-11-3	0,19	0,70	47,33	-----
MTG-82	Est. Cruz. Planar	11-11-4	0,21	0,50	47,33	N166ºE/34ºNE
MTG-83	Est. Cruz. Planar	11A524	0,24	0,50	63,50	N144ºE/20ºNE
MTG-84	Est. Cruz. Planar	11A524	0,21	0,65	63,50	N170ºE/26ºNE
MTG-85	Est. Cruz. Planar	11A523	0,43	0,70	63,50	N208ºE/26ºNE
MTG-86	Est. Cruz. Surco	11A523	0,3	0,70	63,50	N200ºE/26ºNE
MTG-87	Est. Cruz. Planar	11A52E	0,24	0,80	63,50	N128ºE/20ºNE
MTG-88	Est. Cruz. Planar	11A52E	0,31	0,80	27,59	N144ºE/18ºNE
MTG-89	Est. Cruz. Planar	11A52E	0,43	0,80	44,77	N138ºE/22ºNE
MTG-90	Est. Cruz. Planar	11A621	0,32	0,97	44,77	N164ºE/30ºNE
MTG-91	Est. Cruz. Planar	11A626	0,4	0,97	44,77	N156ºE/24ºNE
MTG-92	Est. Cruz. Surco	11A626	0,25	0,97	44,77	N206ºE/20ºNE
MTG-93	Est. Cruz. Planar	11A621	0,28	0,50	49,69	-----
MTG-94	Est. Cruz. Surco	11A621	0,18	1,03	49,69	N210ºE
MTG-95	Est. Cruz. Planar	11A621	0,29	1,03	49,69	N138ºE/28ºNE
MTG-96	Est. Cruz. Planar	111-1111	0,31	1,03	49,69	N158ºE/24ºNE
MTG-97	Est. Cruz. Surco	11A621	0,25	1,03	50,62	N164ºE/26ºNE
MTG-98	Est. Cruz. Planar	11A622	0,39	0,60	50,62	N122ºE/20ºNE
MTG-99	Est. Cruz. Planar	111-1113	0,25	0,52	50,62	N87ºE/20ºNE
MTG-100	Est. Cruz. Planar	11A620	0,27	0,52	50,62	N144ºE/28ºNE

Tabla 3, Pesadas de Cuevas de Ayllón

Nº Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
CUG-1	77,225	77,157	0,000	0,000	0,838	7,809	39,571	28,300	0,639	100,000	100,000	100,000	98,914	88,793	37,507	0,828
CUG-2	79,818	79,751	0,000	0,000	0,307	13,007	44,148	21,484	0,805	100,000	100,000	100,000	99,615	83,306	27,948	1,009
CUG-3	83,618	83,570	5,599	1,800	15,200	40,521	16,920	3,402	0,128	100,000	93,300	91,146	72,958	24,471	4,224	0,153
CUG-4	68,703	68,605	0,200	0,280	2,920	39,758	20,918	4,399	0,130	100,000	99,708	99,300	95,044	37,092	6,602	0,189
CUG-5	64,759	64,724	0,070	0,255	1,800	30,664	26,266	5,440	0,229	100,000	99,892	99,498	96,717	49,340	8,759	0,354
CUG-6	65,907	65,769	0,000	0,000	0,089	11,588	34,732	18,819	0,541	100,000	100,000	100,000	99,865	82,245	29,436	0,823
CUG-7	80,555	80,239	0,000	0,090	2,150	54,381	19,800	3,700	0,118	100,000	100,000	99,888	97,208	29,435	4,758	0,147
CUG-8	72,739	72,638	0,000	0,000	0,462	45,000	22,276	4,749	0,151	100,000	100,000	100,000	99,364	37,413	6,746	0,208
CUG-9	70,633	70,600	0,264	0,226	4,459	43,917	17,417	4,157	0,160	100,000	99,626	99,306	92,990	30,785	6,115	0,227
CUG-10	93,059	92,791	0,000	0,025	5,012	61,810	21,200	4,518	0,226	100,000	100,000	99,973	94,572	27,960	5,113	0,244
CUG-11	88,927	88,878	0,000	0,135	6,020	44,400	29,100	8,823	0,400	100,000	100,000	99,848	93,075	43,119	10,377	0,450
CUG-12	89,411	89,299	0,032	0,550	10,679	46,166	24,266	7,237	0,369	100,000	99,964	99,348	87,390	35,691	8,517	0,413
CUG-13	70,330	70,233	0,000	0,205	5,388	31,350	25,077	7,923	0,290	100,000	100,000	99,708	92,037	47,399	11,694	0,413
CUG-14	72,911	72,872	0,007	0,100	1,344	28,724	30,788	11,403	0,506	100,000	99,990	99,853	98,009	58,592	16,342	0,694
CUG-15	68,049	67,203	0,000	0,093	1,784	25,500	29,100	10,265	0,461	100,000	100,000	99,862	97,207	59,262	15,961	0,686
CUG-16	94,846	94,418	0,146	2,670	30,721	47,460	10,357	2,964	0,100	100,000	99,845	97,018	64,480	14,214	3,245	0,106
CUG-17	91,877	91,781	0,239	0,596	13,953	47,049	21,127	8,400	0,417	100,000	99,740	99,090	83,888	32,625	9,607	0,454
CUG-18	75,950	75,913	0,125	0,489	10,200	36,257	21,716	6,839	0,287	100,000	99,835	99,191	85,755	37,993	9,387	0,378
CUG-19	69,297	69,277	0,002	0,002	1,934	29,100	29,000	8,920	0,319	100,000	99,997	99,994	97,203	55,197	13,336	0,460
CUG-20	71,990	71,740	1,559	1,385	11,300	28,428	17,536	10,759	0,773	100,000	97,827	95,896	80,145	40,519	16,075	1,078
CUG-21	71,117	70,943	0,356	1,330	7,534	30,261	21,074	9,679	0,709	100,000	99,498	97,623	87,004	44,348	14,643	0,999
CUG-22	69,547	69,338	0,000	0,108	0,486	32,025	24,357	11,697	0,665	100,000	100,000	99,844	99,143	52,957	17,829	0,959
CUG-23	86,136	86,055	0,423	0,300	8,679	46,443	24,571	5,430	0,209	100,000	99,508	99,160	89,074	35,105	6,553	0,243
CUG-24	84,472	84,389	0,000	0,056	3,241	30,029	42,471	7,619	0,973	100,000	100,000	99,934	96,093	60,509	10,181	1,153
CUG-25	75,719	75,476	0,000	0,087	2,765	36,161	29,500	6,872	0,091	100,000	100,000	99,885	96,221	48,311	9,225	0,121

N° Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
CUG-26	78,929	78,850	0,316	0,042	4,480	43,143	25,276	5,493	0,100	100,000	99,599	99,546	93,864	39,149	7,093	0,127
CUG-27	91,141	90,819	0,000	0,157	9,700	54,225	21,438	5,139	0,160	100,000	100,000	99,827	89,147	29,440	5,835	0,176
CUG-28	84,784	84,670	0,000	0,025	3,277	55,653	21,706	3,900	0,109	100,000	100,000	99,970	96,100	30,371	4,735	0,129
CUG-29	74,625	74,591	0,000	0,369	1,542	9,918	38,200	23,669	0,893	100,000	100,000	99,505	97,438	84,142	32,929	1,197
CUG-30	64,100	64,035	0,002	0,505	2,500	32,636	21,249	6,900	0,243	100,000	99,997	99,208	95,304	44,338	11,155	0,379
CUG-31	71,852	71,611	0,529	0,384	3,180	35,218	24,990	7,063	0,247	100,000	99,261	98,725	94,284	45,105	10,208	0,345
CUG-32	80,423	80,030	0,002	0,090	5,190	37,948	28,700	7,800	0,300	100,000	99,998	99,885	93,400	45,983	10,121	0,375
CUG-33	72,184	72,083	0,000	0,002	4,516	39,191	22,058	6,089	0,227	100,000	100,000	99,997	93,732	39,363	8,762	0,315
CUG-34	82,980	82,906	0,069	0,749	4,017	29,700	36,257	11,562	0,552	100,000	99,917	99,013	94,168	58,344	14,612	0,666
CUG-35	79,777	79,730	0,000	0,202	1,646	10,443	37,142	28,952	1,345	100,000	100,000	99,747	97,682	84,584	37,999	1,687
CUG-36	71,808	71,752	0,014	0,636	1,156	6,040	30,523	32,079	1,304	100,000	99,980	99,094	97,483	89,065	46,526	1,817
CUG-37	85,606	85,522	0,000	0,073	1,484	35,653	39,877	8,151	0,284	100,000	100,000	99,915	98,179	56,491	9,863	0,332
CUG-38	85,900	85,875	0,120	0,141	1,960	22,533	49,215	11,200	0,706	100,000	99,860	99,696	97,414	71,174	13,864	0,822
CUG-39	87,075	86,840	0,000	0,054	1,214	10,052	60,658	14,246	0,616	100,000	100,000	99,938	98,540	86,965	17,114	0,709
CUG-40	86,837	86,713	0,000	0,181	1,559	10,560	58,566	15,155	0,692	100,000	100,000	99,791	97,993	85,815	18,275	0,798
CUG-41	86,436	86,425	0,000	0,239	1,644	14,883	58,124	11,000	0,535	100,000	100,000	99,723	97,821	80,601	13,347	0,619
CUG-42	84,953	84,790	0,000	0,182	1,479	15,155	56,375	11,042	0,557	100,000	100,000	99,785	98,041	80,167	13,680	0,657
CUG-43	84,952	84,885	0,022	0,314	1,125	11,620	57,394	13,658	0,752	100,000	99,974	99,604	98,279	84,590	16,976	0,886
CUG-44	87,865	87,834	0,440	0,500	8,699	46,382	24,865	6,638	0,310	100,000	99,499	98,930	89,026	36,219	7,910	0,353
CUG-45	88,979	88,347	0,012	0,125	4,271	44,147	31,043	8,259	0,490	100,000	99,986	99,845	95,011	45,041	9,903	0,555
CUG-46	63,602	63,523	0,200	0,002	0,832	26,815	26,247	8,891	0,536	100,000	99,685	99,682	98,372	56,159	14,840	0,844
CUG-47	69,367	68,914	0,000	0,040	0,803	28,575	30,745	8,319	0,432	100,000	100,000	99,942	98,777	57,312	12,698	0,627
CUG-48	72,124	72,063	0,000	0,028	2,023	31,921	29,591	8,079	0,421	100,000	100,000	99,961	97,154	52,858	11,795	0,584
CUG-49	70,132	69,555	0,000	0,000	0,994	34,900	24,912	8,200	0,549	100,000	100,000	100,000	98,571	48,395	12,579	0,789
CUG-50	63,975	63,885	0,000	0,024	0,530	21,640	33,611	7,780	0,300	100,000	100,000	99,962	99,133	65,259	12,648	0,470

N° Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
CUG-51	66,800	66,752	0,078	0,413	2,200	30,058	25,431	8,025	0,547	100,000	99,950	99,785	96,434	35,090	4,769	0,238
CUG-52	82,841	82,780	0,059	0,100	3,565	49,080	24,800	4,976	0,200	100,000	99,961	99,878	98,811	72,675	13,159	0,862
CUG-53	71,597	71,565	0,000	0,071	0,438	30,930	33,000	6,749	0,377	100,000	99,927	99,652	94,841	48,209	9,019	0,528
CUG-54	71,630	71,142	0,000	0,100	0,686	32,064	31,259	6,754	0,279	100,000	98,450	97,774	93,167	58,823	11,837	0,682
CUG-55	72,958	72,871	0,000	0,210	1,900	28,358	33,309	8,700	0,394	100,000	100,000	100,000	99,842	58,858	8,298	0,550
CUG-56	70,989	70,971	0,102	0,083	0,740	23,283	36,760	9,623	0,380	100,000	99,932	99,365	91,324	44,148	8,213	0,454
CUG-57	73,996	73,842	0,000	0,052	0,288	29,180	36,969	7,064	0,289	100,000	100,000	99,865	93,572	48,649	10,925	0,593
CUG-58	81,377	81,307	0,000	0,000	0,486	20,413	51,132	8,958	0,318	100,000	99,976	99,953	97,663	51,995	8,635	0,629
CUG-59	70,900	70,440	0,000	0,128	0,962	26,082	34,108	8,711	0,449	100,031	100,013	99,792	97,984	47,635	6,148	0,055
CUG-60	68,349	68,145	0,000	0,000	0,494	17,400	35,915	13,900	0,436	100,000	99,964	99,827	95,988	47,174	6,308	0,313
CUG-61	69,940	69,912	0,034	0,048	0,749	24,821	32,460	11,000	0,800	100,000	100,000	99,974	98,937	54,618	10,258	0,659
CUG-62	63,700	63,677	0,237	0,200	2,413	32,640	21,900	5,930	0,357	100,000	100,000	99,880	97,908	69,475	11,678	0,655
CUG-63	88,927	88,887	0,406	0,460	4,100	33,644	41,290	8,559	0,428	100,000	100,000	100,000	99,827	64,160	9,607	0,684
CUG-64	75,586	75,492	0,000	0,122	5,929	26,319	32,214	10,279	0,629	100,000	99,917	99,747	97,733	56,905	9,152	0,652
CUG-65	63,315	63,244	1,876	2,309	9,413	26,000	16,439	6,888	0,319	100,000	99,533	97,221	82,675	31,473	6,094	0,499
CUG-66	83,698	83,598	0,089	0,579	5,390	33,765	33,569	9,784	0,422	100,000	97,813	94,455	78,052	29,513	5,725	0,528
CUG-67	89,217	89,121	0,013	0,155	5,929	54,808	19,496	8,355	0,365	100,000	99,901	99,056	89,322	35,864	5,475	0,453
CUG-68	89,725	89,617	0,016	0,000	2,459	58,008	21,382	7,352	0,400	100,000	99,794	98,175	78,726	21,266	4,768	0,409
CUG-69	83,140	83,066	0,000	0,074	1,117	20,011	47,239	13,718	0,907	100,000	99,554	98,443	83,315	19,060	3,797	0,248
CUG-70	77,901	77,879	0,027	0,217	6,916	30,131	30,076	10,012	0,500	100,000	99,868	99,407	90,244	43,058	9,264	0,186
CUG-71	80,833	80,770	0,000	0,020	0,834	22,254	45,208	11,943	0,511	100,000	99,132	97,615	91,543	43,145	7,395	0,877
CUG-72	77,494	77,491	0,000	0,000	0,231	18,172	47,880	10,720	0,488	100,000	99,926	99,265	87,287	39,070	7,392	0,487
CUG-73	93,312	93,272	0,045	0,493	11,474	53,059	22,853	5,109	0,239	100,000	100,000	99,931	97,998	43,792	7,455	0,323
CUG-74	75,988	75,973	0,000	0,033	0,544	39,567	27,572	7,643	0,614	100,000	99,961	99,840	98,013	57,317	10,558	0,654
CUG-75	76,351	76,232	0,000	0,058	0,700	28,827	36,908	9,169	0,570	100,000	100,000	100,000	99,536	58,316	8,358	0,452

N° Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
CUG-76	72,696	72,621	1,414	0,149	0,946	24,828	31,700	12,764	0,820	100,000	98,052	97,847	96,545	62,356	18,705	1,129
CUG-77	65,395	65,347	0,000	0,116	1,746	33,289	28,663	0,942	0,591	100,000	100,000	99,822	97,151	46,209	2,346	0,904
CUG-78	80,904	80,871	0,268	0,134	1,440	33,763	32,331	12,155	0,780	100,000	99,669	99,503	97,722	55,973	15,995	0,964
CUG-79	79,280	79,221	0,277	0,156	2,047	43,969	30,600	1,426	0,746	100,000	99,650	99,453	96,870	41,368	2,742	0,942
CUG-80	86,755	86,739	0,113	0,126	1,956	43,759	38,500	1,675	0,610	100,000	99,870	99,724	97,469	47,020	2,634	0,703
CUG-81	74,678	74,604	0,035	0,175	1,883	22,938	37,191	11,675	0,707	100,000	99,953	99,719	97,195	66,448	16,597	0,948
CUG-82	68,400	68,308	0,060	0,104	2,385	26,322	27,309	11,300	0,828	100,000	99,912	99,760	96,268	57,734	17,755	1,212
CUG-83	69,836	69,825	0,041	0,100	0,430	25,126	36,027	7,769	0,332	100,000	99,941	99,798	99,182	63,198	11,602	0,475
CUG-84	71,847	71,768	0,000	0,010	0,392	32,658	29,718	8,410	0,580	100,000	100,000	99,986	99,440	53,935	12,526	0,808
CUG-85	72,500	72,461	0,100	0,056	1,300	37,129	25,280	8,116	0,480	100,000	99,862	99,785	97,991	46,751	11,863	0,662
CUG-86	78,350	77,550	0,153	3,213	3,210	35,036	25,166	9,918	0,854	100,000	99,803	95,660	91,520	46,342	13,890	1,101
CUG-87	76,951	76,944	0,076	0,011	3,645	41,640	21,700	9,410	0,462	100,000	99,901	99,887	95,150	41,032	12,830	0,600
CUG-88	74,262	74,140	0,939	0,757	8,700	36,535	18,574	8,000	0,635	100,000	98,733	97,712	85,978	36,699	11,647	0,856
CUG-89	81,920	81,879	0,143	0,246	6,738	47,425	19,769	7,050	0,508	100,000	99,825	99,525	91,296	33,375	9,231	0,620
CUG-90	79,660	79,606	1,027	0,122	3,254	40,873	23,713	9,800	0,817	100,000	98,710	98,557	94,469	43,125	13,337	1,026
CUG-91	68,354	68,208	0,000	0,037	0,444	9,087	41,240	16,173	1,227	100,000	100,000	99,946	99,295	85,972	25,510	1,799
CUG-92	72,400	72,249	0,000	0,175	0,675	6,018	48,740	16,036	0,605	100,000	100,000	99,758	98,824	90,494	23,033	0,837
CUG-93	73,346	73,241	0,000	0,100	0,410	16,700	40,663	14,440	0,928	100,000	100,000	99,863	99,304	76,502	20,983	1,267
CUG-94	76,400	76,374	0,000	0,056	0,568	42,000	31,480	1,553	0,717	100,000	100,000	99,927	99,183	44,190	2,972	0,939
CUG-95	76,888	76,790	0,000	0,046	0,839	30,764	32,721	11,451	0,969	100,000	100,000	99,940	98,848	58,785	16,174	1,262
CUG-96	78,302	78,252	0,111	0,077	5,471	42,718	21,060	8,278	0,537	100,000	99,858	99,760	92,768	38,178	11,265	0,686
CUG-97	75,363	75,323	0,607	0,467	15,860	34,010	17,390	6,600	0,389	100,000	99,194	98,574	77,518	32,366	9,279	0,516
CUG-98	83,147	83,054	0,722	0,928	14,765	45,116	15,908	5,357	0,258	100,000	99,131	98,013	80,236	25,914	6,761	0,311
CUG-99	76,469	76,462	4,900	2,769	13,248	29,339	16,823	8,860	0,523	100,000	93,592	89,970	72,644	34,273	12,271	0,684
CUG-100	70,226	70,176	0,033	1,192	18,135	34,277	11,870	4,421	0,248	100,000	99,953	98,254	72,412	23,568	6,653	0,353

Tabla 4, Pesadas de Montejo de Tiermes

Nº Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
MTG-1	62,318	62,190	0,114	1,484	3,787	25,347	23,347	7,263	0,848	100,000	99,817	97,430	91,341	50,584	13,042	1,364
MTG-2	76,581	76,576	0,059	0,041	0,300	12,018	55,688	8,158	0,312	100,000	99,923	99,869	99,478	83,783	11,061	0,407
MTG-3	80,900	80,863	0,052	0,049	0,050	6,959	60,400	12,753	0,600	100,000	99,936	99,875	99,813	91,207	16,513	0,742
MTG-4	77,478	77,364	0,000	0,000	0,017	2,653	34,172	39,300	1,222	100,000	100,000	100,000	99,978	96,549	52,378	1,580
MTG-5	82,469	82,454	0,000	0,232	2,735	23,023	47,175	9,059	0,230	100,000	100,000	99,719	96,402	68,479	11,266	0,279
MTG-6	82,434	82,416	0,000	0,000	0,051	5,468	48,125	27,963	0,809	100,000	100,000	100,000	99,938	93,303	34,911	0,982
MTG-7	73,906	73,978	0,000	0,100	0,409	12,693	41,200	18,787	0,789	100,000	100,000	99,865	99,312	82,154	26,462	1,067
MTG-8	80,340	80,083	0,000	0,000	0,058	3,848	46,368	28,463	1,346	100,000	100,000	100,000	99,928	95,123	37,223	1,681
MTG-9	80,618	80,536	0,000	0,092	0,150	6,187	51,012	22,223	0,872	100,000	100,000	99,886	99,700	92,017	28,677	1,083
MTG-10	78,362	78,355	0,000	0,000	0,015	2,495	38,909	35,244	1,692	100,000	100,000	100,000	99,981	96,797	47,139	2,159
MTG-11	75,829	75,325	0,000	0,000	0,000	1,600	26,200	45,082	2,443	100,000	100,000	100,000	100,000	97,876	63,093	3,243
MTG-12	77,425	77,400	0,000	0,000	0,018	4,231	19,193	51,638	2,320	100,000	100,000	100,000	99,977	94,510	69,713	2,997
MTG-13	90,276	90,271	0,000	0,135	1,436	34,626	49,350	4,514	0,210	100,000	100,000	99,850	98,260	59,902	5,233	0,233
MTG-14	86,900	86,386	0,000	0,000	0,067	18,660	57,350	9,822	0,487	100,000	100,000	100,000	99,922	78,322	11,934	0,564
MTG-15	86,005	86,002	0,000	0,000	0,370	23,514	50,719	10,849	0,550	100,000	100,000	100,000	99,570	72,229	13,254	0,640
MTG-16	83,000	82,986	0,100	0,182	0,334	21,759	44,982	14,839	0,790	100,000	99,879	99,660	99,258	73,038	18,833	0,952
MTG-17	92,654	92,625	0,051	0,222	2,816	39,280	45,400	4,656	0,200	100,000	99,945	99,705	96,665	54,257	5,243	0,216
MTG-18	79,685	79,516	0,000	0,000	0,000	3,049	46,572	28,837	1,058	100,000	100,000	100,000	100,000	96,166	37,596	1,331
MTG-19	67,368	67,354	0,000	0,000	0,043	2,943	40,700	22,453	1,215	100,000	100,000	100,000	99,936	95,567	35,140	1,804
MTG-20	72,966	72,889	0,000	0,000	0,000	0,961	42,063	28,682	1,183	100,000	100,000	100,000	100,000	98,682	40,973	1,623
MTG-21	74,900	74,897	26,779	1,316	8,790	25,907	9,789	2,100	0,216	100,000	64,246	62,488	50,752	16,162	3,092	0,288
MTG-22	67,624	67,613	1,239	1,490	9,368	35,037	15,596	4,394	0,489	100,000	98,168	95,964	82,108	30,289	7,222	0,723
MTG-23	64,400	64,287	0,194	0,900	7,630	32,200	18,172	4,919	0,272	100,000	99,698	98,298	86,430	36,342	8,075	0,423
MTG-24	90,515	90,413	0,119	0,021	0,223	30,236	52,136	7,378	0,300	100,000	99,868	99,845	99,599	66,156	8,492	0,332
MTG-25	84,687	84,494	0,000	0,000	0,003	4,347	52,647	26,227	1,270	100,000	100,000	100,000	99,996	94,852	32,543	1,503

N° Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
MTG-26	66,000	65,894	0,000	0,038	0,042	1,081	41,353	22,232	1,148	100,000	100,000	99,942	99,879	98,238	35,481	1,742
MTG-27	73,840	73,837	0,531	1,223	14,971	37,600	15,322	3,890	0,300	100,000	99,281	97,624	77,349	26,426	5,675	0,406
MTG-28	66,840	66,800	0,786	1,703	5,263	39,817	16,107	2,800	0,324	100,000	98,823	96,274	88,395	28,789	4,677	0,485
MTG-29	62,100	62,043	0,091	0,240	8,518	38,294	11,400	3,400	0,100	100,000	99,853	99,466	85,737	24,016	5,641	0,161
MTG-30	71,700	71,567	0,000	0,064	0,607	33,989	29,100	7,559	0,248	100,000	100,000	99,911	99,062	51,570	10,909	0,347
MTG-31	90,709	90,692	0,000	0,078	1,113	28,600	55,273	5,308	0,320	100,000	100,000	99,914	98,687	67,151	6,206	0,353
MTG-32	88,200	88,168	0,000	0,000	0,295	28,613	51,032	7,750	0,478	100,000	100,000	100,000	99,665	67,213	9,332	0,542
MTG-33	85,330	85,275	0,000	0,116	0,438	12,250	56,943	14,428	1,100	100,000	100,000	99,864	99,350	84,985	18,209	1,290
MTG-34	91,447	91,333	0,000	0,100	1,389	35,625	45,570	8,100	0,549	100,000	100,000	99,891	98,370	59,364	9,470	0,601
MTG-35	65,781	65,692	0,000	0,000	0,100	16,658	35,756	12,049	1,129	100,000	100,000	100,000	99,848	74,490	20,060	1,719
MTG-36	74,771	74,776	0,000	0,073	3,576	45,270	20,757	4,776	0,324	100,000	100,000	99,902	95,120	34,579	6,820	0,433
MTG-37	73,300	73,266	0,046	0,170	3,200	42,054	23,752	3,854	0,190	100,000	99,937	99,705	95,338	37,938	5,520	0,259
MTG-38	80,509	80,507	0,000	0,000	0,218	34,410	40,052	5,463	0,364	100,000	100,000	100,000	99,729	56,988	7,238	0,452
MTG-39	78,164	78,003	0,138	0,459	7,162	40,754	24,049	5,027	0,414	100,000	99,823	99,235	90,053	37,806	6,975	0,531
MTG-40	70,055	70,033	0,033	0,212	4,322	37,472	23,300	4,371	0,323	100,000	99,953	99,650	93,479	39,973	6,703	0,461
MTG-41	81,900	81,744	0,000	0,047	1,164	39,685	35,209	5,300	0,339	100,000	100,000	99,943	98,519	49,971	6,898	0,415
MTG-42	81,020	81,011	0,106	0,256	2,626	40,500	32,042	5,109	0,372	100,000	99,869	99,553	96,312	46,318	6,766	0,459
MTG-43	77,600	77,597	0,057	0,332	10,955	44,400	17,500	4,110	0,243	100,000	99,927	99,499	85,381	28,162	5,610	0,313
MTG-44	81,466	81,452	0,000	0,100	3,139	45,072	28,274	4,614	0,253	100,000	100,000	99,877	96,023	40,688	5,975	0,311
MTG-45	84,115	84,092	0,000	0,049	1,179	41,182	36,746	4,677	0,259	100,000	100,000	99,942	98,540	49,567	5,870	0,308
MTG-46	82,154	81,991	0,000	0,052	1,635	33,981	37,417	8,391	0,515	100,000	100,000	99,937	97,942	56,498	10,862	0,628
MTG-47	80,600	80,325	0,000	0,000	0,086	25,918	43,657	10,200	0,464	100,000	100,000	100,000	99,893	67,627	13,276	0,578
MTG-48	84,774	84,583	0,000	0,148	2,564	42,855	32,222	6,363	0,431	100,000	100,000	99,825	96,794	46,127	8,032	0,510
MTG-49	81,400	81,336	0,000	0,000	2,189	49,461	24,800	4,600	0,286	100,000	100,000	100,000	97,309	36,498	6,007	0,352
MTG-50	77,725	77,621	0,000	0,049	1,180	29,824	37,885	8,283	0,400	100,000	100,000	99,937	98,417	59,994	11,186	0,515

N° Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
MTG-51	76,084	75,965	0,038	0,125	2,546	46,600	23,033	3,442	0,181	100,000	99,950	99,785	96,434	35,090	4,769	0,238
MTG-52	82,848	82,835	0,032	0,069	0,884	21,650	49,300	10,186	0,714	100,000	99,961	99,878	98,811	72,675	13,159	0,862
MTG-53	75,876	75,809	0,055	0,209	3,647	35,351	29,710	6,437	0,400	100,000	99,927	99,652	94,841	48,209	9,019	0,528
MTG-54	77,610	77,409	1,200	0,523	3,566	26,586	36,371	8,635	0,528	100,000	98,450	97,774	93,167	58,823	11,837	0,682
MTG-55	77,339	77,239	0,000	0,000	0,122	31,656	39,052	5,984	0,425	100,000	100,000	100,000	99,842	58,858	8,298	0,550
MTG-56	79,850	79,702	0,054	0,452	6,409	37,600	28,641	6,184	0,362	100,000	99,932	99,365	91,324	44,148	8,213	0,454
MTG-57	74,200	74,158	0,000	0,100	4,667	33,314	27,975	7,662	0,440	100,000	100,000	99,865	93,572	48,649	10,925	0,593
MTG-58	82,600	82,552	0,020	0,019	1,890	37,700	35,795	6,609	0,519	100,000	99,976	99,953	97,663	51,995	8,635	0,629
MTG-59	90,280	90,270	0,016	0,200	1,632	45,450	37,450	5,500	0,050	100,031	100,013	99,792	97,984	47,635	6,148	0,055
MTG-60	89,375	89,364	0,032	0,123	3,430	43,622	36,520	5,357	0,280	100,000	99,964	99,827	95,988	47,174	6,308	0,313
MTG-61	85,900	84,882	0,000	0,022	0,880	37,619	37,654	8,148	0,559	100,000	100,000	99,974	98,937	54,618	10,258	0,659
MTG-62	84,000	83,314	0,000	0,100	1,643	23,689	48,153	9,183	0,546	100,000	100,000	99,880	97,908	69,475	11,678	0,655
MTG-63	85,620	85,555	0,000	0,000	0,148	30,515	46,673	7,634	0,585	100,000	100,000	100,000	99,827	64,160	9,607	0,684
MTG-64	77,645	76,693	0,064	0,130	1,545	31,312	36,623	6,519	0,500	100,000	99,917	99,747	97,733	56,905	9,152	0,652
MTG-65	74,141	73,289	0,342	1,695	10,660	37,526	18,600	4,100	0,366	100,000	99,533	97,221	82,675	31,473	6,094	0,499
MTG-66	75,742	75,720	1,656	2,543	12,420	36,754	18,012	3,935	0,400	100,000	97,813	94,455	78,052	29,513	5,725	0,528
MTG-67	70,540	69,694	0,069	0,589	6,784	37,257	21,179	3,500	0,316	100,000	99,901	99,056	89,322	35,864	5,475	0,453
MTG-68	69,679	68,493	0,141	1,109	13,321	39,356	11,300	2,986	0,280	100,000	99,794	98,175	78,726	21,266	4,768	0,409
MTG-69	70,700	70,656	0,315	0,785	10,689	45,400	10,784	2,508	0,175	100,000	99,554	98,443	83,315	19,060	3,797	0,248
MTG-70	82,200	81,168	0,107	0,374	7,438	38,300	27,430	7,368	0,151	100,000	99,868	99,407	90,244	43,058	9,264	0,186
MTG-71	75,600	77,571	0,673	1,177	4,710	37,543	27,732	5,056	0,680	100,000	99,132	97,615	91,543	43,145	7,395	0,877
MTG-72	78,734	78,630	0,058	0,520	9,418	37,913	24,909	5,429	0,383	100,000	99,926	99,265	87,287	39,070	7,392	0,487
MTG-73	86,710	86,706	0,000	0,060	1,676	47,000	31,506	6,184	0,280	100,000	100,000	99,931	97,998	43,792	7,455	0,323
MTG-74	82,610	82,604	0,032	0,100	1,509	33,617	38,625	8,181	0,540	100,000	99,961	99,840	98,013	57,317	10,558	0,654
MTG-75	79,951	79,935	0,000	0,000	0,371	32,949	39,934	6,320	0,361	100,000	100,000	100,000	99,536	58,316	8,358	0,452

N° Muestra	P e s o a n t e s (gr)	P e s o t r a s (gr)	2 , 0 0 mm (gr)	1 , 0 0 mm (gr)	500 µm (gr)	250 µm (gr)	125 µm (gr)	63 µm (gr)	Plato (gr)	2 , 0 0 mm (%)	1 , 0 0 mm (%)	500 µm (%)	250 µm (%)	125 µm (%)	63 µm (%)	Plato (%)
MTG-76	79,386	79,378	0,047	0,181	2,334	46,976	25,247	4,223	0,370	100,000	99,941	99,713	96,772	37,592	5,786	0,466
MTG-77	82,259	82,215	1,617	1,830	4,842	32,500	32,084	8,410	0,932	100,000	98,033	95,807	89,918	50,387	11,363	1,134
MTG-78	91,132	91,108	0,000	0,100	1,879	38,092	43,056	7,400	0,581	100,000	100,000	99,890	97,828	56,018	8,760	0,638
MTG-79	83,811	83,797	0,088	0,226	3,509	43,988	28,610	6,951	0,425	100,000	99,895	99,625	95,438	42,944	8,802	0,507
MTG-80	76,152	76,022	0,069	0,122	4,113	29,729	32,220	8,786	0,983	100,000	99,909	99,749	94,338	55,233	12,850	1,293
MTG-81	86,100	85,992	0,000	0,049	0,100	12,357	54,818	17,250	1,418	100,000	100,000	99,943	99,827	85,457	21,709	1,649
MTG-82	90,600	90,572	0,300	0,260	2,032	45,300	27,159	14,859	0,662	100,000	99,669	99,382	97,138	47,123	17,137	0,731
MTG-83	76,732	76,440	0,000	0,000	0,000	2,590	20,043	50,072	3,735	100,000	100,000	100,000	100,000	96,612	70,391	4,886
MTG-84	88,919	88,766	0,057	0,018	0,300	14,824	58,455	14,300	0,812	100,000	99,936	99,916	99,578	82,877	17,025	0,915
MTG-85	88,229	88,214	0,161	0,367	0,844	19,900	52,865	13,177	0,900	100,000	99,817	99,401	98,445	75,886	15,958	1,020
MTG-86	88,579	89,570	0,035	0,105	0,187	12,009	59,526	16,766	0,942	100,000	99,961	99,844	99,635	86,228	19,770	1,052
MTG-87	87,980	87,970	0,100	0,050	0,300	8,289	52,700	25,552	0,979	100,000	99,886	99,829	99,488	90,066	30,159	1,113
MTG-88	80,260	80,096	0,069	0,400	2,748	17,532	42,332	16,060	0,955	100,000	99,914	99,414	95,984	74,095	21,243	1,192
MTG-89	82,993	82,756	0,000	0,043	0,183	5,621	50,665	24,858	1,386	100,000	100,000	99,948	99,727	92,935	31,713	1,675
MTG-90	64,386	64,378	0,212	0,495	2,500	20,109	28,400	11,725	0,937	100,000	99,671	98,902	95,018	63,783	19,668	1,455
MTG-91	80,768	80,596	0,077	0,055	1,462	31,924	39,190	7,564	0,324	100,000	99,904	99,836	98,022	58,412	9,787	0,402
MTG-92	80,275	80,250	0,400	0,356	3,336	33,773	34,485	7,535	0,365	100,000	99,502	99,058	94,901	52,816	9,844	0,455
MTG-93	89,422	89,383	0,000	0,027	0,347	8,604	62,420	17,307	0,678	100,000	100,000	99,970	99,582	89,956	20,121	0,759
MTG-94	81,504	81,462	0,441	0,591	3,073	10,760	41,546	23,609	1,442	100,000	99,459	98,733	94,961	81,752	30,752	1,770
MTG-95	77,043	76,877	0,692	1,456	5,706	23,318	37,558	7,422	0,725	100,000	99,100	97,206	89,784	59,452	10,597	0,943
MTG-96	88,167	87,877	0,000	0,041	0,246	9,611	56,106	21,030	0,843	100,000	100,000	99,953	99,673	88,737	24,890	0,959
MTG-97	91,352	91,313	0,000	0,082	0,272	13,959	63,568	12,832	0,600	100,000	100,000	99,910	99,612	84,325	14,710	0,657
MTG-98	83,455	83,217	0,079	0,239	1,682	18,146	52,772	9,875	0,424	100,000	99,905	99,618	97,597	75,791	12,376	0,510
MTG-99	72,323	72,191	0,051	0,068	0,285	10,700	50,262	10,225	0,600	100,000	99,929	99,835	99,440	84,619	14,995	0,831
MTG-100	90,908	90,794	0,026	0,029	0,300	10,019	66,480	13,383	0,557	100,000	99,971	99,939	99,609	88,574	15,353	0,613

Tabla 5, Medidas granulométricas de Cuevas de Ayllón

Nº Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
CUG-1	0,012	0,015	0,021	0,033	0,073	0,104	0,117	0,135	0,192	6,381	6,059	5,573	4,921	3,776	3,265	3,095	2,889	2,381
CUG-2	0,013	0,018	0,027	0,051	0,082	0,112	0,128	0,165	0,206	6,265	5,796	5,211	4,293	3,608	3,158	2,966	2,599	2,279
CUG-3	0,064	0,076	0,093	0,125	0,18	0,27	0,38	0,478	1,194	3,966	3,718	3,427	3,000	2,474	1,889	1,396	1,065	-0,256
CUG-4	0,04	0,068	0,077	0,095	0,147	0,197	0,219	0,235	0,25	4,644	3,878	3,699	3,396	2,766	2,344	2,191	2,089	2,000
CUG-5	0,027	0,064	0,071	0,082	0,125	0,182	0,207	0,226	0,243	5,211	3,966	3,816	3,608	3,000	2,458	2,272	2,146	2,041
CUG-6	0,013	0,018	0,026	0,047	0,082	0,113	0,134	0,169	0,207	6,265	5,796	5,265	4,411	3,608	3,146	2,900	2,565	2,272
CUG-7	0,063	0,072	0,086	0,11	0,153	0,199	0,217	0,232	0,243	3,989	3,796	3,540	3,184	2,708	2,329	2,204	2,108	2,041
CUG-8	0,039	0,067	0,077	0,094	0,143	0,19	0,21	0,225	0,238	4,680	3,900	3,699	3,411	2,806	2,396	2,252	2,152	2,071
CUG-9	0,044	0,07	0,082	0,106	0,154	0,204	0,225	0,241	0,311	4,506	3,837	3,608	3,238	2,699	2,293	2,152	2,053	1,685
CUG-10	0,06	0,072	0,072	0,114	0,156	0,204	0,223	0,238	0,267	4,059	3,796	3,523	3,133	2,680	2,293	2,165	2,071	1,905
CUG-11	0,023	0,059	0,07	0,085	0,137	0,194	0,22	0,239	0,306	5,442	4,083	3,837	3,556	2,868	2,366	2,184	2,065	1,708
CUG-12	0,028	0,065	0,076	0,095	0,15	0,212	0,239	0,29	0,391	5,158	3,943	3,718	3,396	2,737	2,238	2,065	1,786	1,355
CUG-13	0,021	0,048	0,068	0,081	0,13	0,191	0,22	0,242	0,33	5,573	4,381	3,878	3,626	2,943	2,388	2,184	2,047	1,599
CUG-14	0,016	0,03	0,06	0,072	0,108	0,167	0,195	0,217	0,237	5,966	5,059	4,059	3,796	3,211	2,582	2,358	2,204	2,077
CUG-15	0,016	0,03	0,062	0,072	0,107	0,166	0,196	0,218	0,24	5,966	5,059	4,012	3,796	3,224	2,591	2,351	2,198	2,059
CUG-16	0,07	0,096	0,128	0,145	0,204	0,312	0,378	0,43	0,478	3,837	3,381	2,966	2,786	2,293	1,680	1,404	1,218	1,065
CUG-17	0,024	0,063	0,076	0,099	0,157	0,22	0,25	0,33	0,415	5,381	3,989	3,718	3,336	2,671	2,184	2,000	1,599	1,269
CUG-18	0,025	0,063	0,073	0,091	0,148	0,214	0,243	0,31	0,402	5,322	3,989	3,776	3,458	2,756	2,224	2,041	1,690	1,315
CUG-19	0,019	0,039	0,065	0,076	0,114	0,173	0,201	0,221	0,241	5,718	4,680	3,943	3,718	3,133	2,531	2,315	2,178	2,053
CUG-20	0,016	0,03	0,061	0,081	0,147	0,229	0,296	0,385	0,48	5,966	5,059	4,035	3,626	2,766	2,127	1,756	1,377	1,059
CUG-21	0,017	0,033	0,064	0,08	0,136	0,205	0,238	0,302	0,426	5,878	4,921	3,966	3,644	2,878	2,286	2,071	1,727	1,231
CUG-22	0,015	0,027	0,051	0,072	0,117	0,174	0,199	0,217	0,235	6,059	5,211	4,293	3,796	3,095	2,523	2,329	2,204	2,089
CUG-23	0,04	0,068	0,079	0,098	0,151	0,208	0,234	0,266	0,38	4,644	3,878	3,662	3,351	2,727	2,265	2,095	1,911	1,396
CUG-24	0,022	0,06	0,068	0,077	0,108	0,166	0,197	0,221	0,244	5,506	4,059	3,878	3,699	3,211	2,591	2,344	2,178	2,035
CUG-25	0,026	0,063	0,071	0,083	0,127	0,184	0,21	0,228	0,246	5,265	3,989	3,816	3,591	2,977	2,442	2,252	2,133	2,023

Nº Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
CUG-26	0,036	0,067	0,076	0,092	0,143	0,197	0,22	0,238	0,289	4,796	3,900	3,718	3,442	2,806	2,344	2,184	2,071	1,791
CUG-27	0,048	0,071	0,084	0,11	0,158	0,212	0,235	0,264	0,367	4,381	3,816	3,573	3,184	2,662	2,238	2,089	1,921	1,446
CUG-28	0,063	0,072	0,085	0,108	0,153	0,2	0,22	0,234	0,247	3,989	3,796	3,556	3,211	2,708	2,322	2,184	2,095	2,017
CUG-29	0,012	0,016	0,023	0,04	0,079	0,11	0,125	0,169	0,22	6,381	5,966	5,442	4,644	3,662	3,184	3,000	2,565	2,184
CUG-30	0,022	0,052	0,069	0,083	0,134	0,19	0,214	0,232	0,249	5,506	4,265	3,857	3,591	2,900	2,396	2,224	2,108	2,006
CUG-31	0,024	0,061	0,07	0,084	0,134	0,191	0,216	0,235	0,28	5,381	4,035	3,837	3,573	2,900	2,388	2,211	2,089	1,837
CUG-32	0,024	0,062	0,07	0,083	0,132	0,191	0,217	0,237	0,299	5,381	4,012	3,837	3,591	2,921	2,388	2,204	2,077	1,742
CUG-33	0,027	0,064	0,073	0,09	0,142	0,197	0,22	0,237	0,286	5,211	3,966	3,776	3,474	2,816	2,344	2,184	2,077	1,806
CUG-34	0,017	0,034	0,064	0,074	0,109	0,173	0,205	0,23	0,286	5,878	4,878	3,966	3,756	3,198	2,531	2,286	2,120	1,806
CUG-35	0,011	0,015	0,02	0,032	0,075	0,108	0,124	0,166	0,217	6,506	6,059	5,644	4,966	3,737	3,211	3,012	2,591	2,204
CUG-36	0,011	0,013	0,017	0,026	0,066	0,1	0,115	0,134	0,205	6,506	6,265	5,878	5,265	3,921	3,322	3,120	2,900	2,286
CUG-37	0,025	0,063	0,068	0,078	0,113	0,17	0,197	0,217	0,237	5,322	3,989	3,878	3,680	3,146	2,556	2,344	2,204	2,077
CUG-38	0,018	0,036	0,064	0,072	0,096	0,138	0,175	0,205	0,235	5,796	4,796	3,966	3,796	3,381	2,857	2,515	2,286	2,089
CUG-39	0,016	0,028	0,055	0,068	0,087	0,111	0,121	0,15	0,204	5,966	5,158	4,184	3,878	3,523	3,171	3,047	2,737	2,293
CUG-40	0,015	0,026	0,049	0,067	0,087	0,112	0,122	0,158	0,212	6,059	5,265	4,351	3,900	3,523	3,158	3,035	2,662	2,238
CUG-41	0,018	0,038	0,064	0,071	0,091	0,118	0,143	0,182	0,223	5,796	4,718	3,966	3,816	3,458	3,083	2,806	2,458	2,165
CUG-42	0,018	0,037	0,064	0,071	0,091	0,118	0,145	0,183	0,223	5,796	4,756	3,966	3,816	3,458	3,083	2,786	2,450	2,165
CUG-43	0,015	0,028	0,055	0,068	0,087	0,113	0,124	0,164	0,213	6,059	5,158	4,184	3,878	3,523	3,146	3,012	2,608	2,231
CUG-44	0,03	0,066	0,076	0,095	0,149	0,207	0,233	0,267	0,382	5,059	3,921	3,718	3,396	2,747	2,272	2,102	1,905	1,388
CUG-45	0,024	0,063	0,07	0,084	0,134	0,19	0,214	0,232	0,25	5,381	3,989	3,837	3,573	2,900	2,396	2,224	2,108	2,000
CUG-46	0,017	0,033	0,064	0,064	0,112	0,17	0,197	0,217	0,236	5,878	4,921	3,966	3,966	3,158	2,556	2,344	2,204	2,083
CUG-47	0,019	0,042	0,066	0,076	0,111	0,168	0,195	0,215	0,235	5,718	4,573	3,921	3,718	3,171	2,573	2,358	2,218	2,089
CUG-48	0,02	0,046	0,067	0,078	0,118	0,177	0,203	0,223	0,242	5,644	4,442	3,900	3,680	3,083	2,498	2,300	2,165	2,047
CUG-49	0,019	0,042	0,067	0,08	0,127	0,18	0,204	0,222	0,238	5,718	4,573	3,900	3,644	2,977	2,474	2,293	2,171	2,071
CUG-50	0,02	0,042	0,065	0,073	0,102	0,153	0,183	0,207	0,23	5,644	4,573	3,943	3,776	3,293	2,708	2,450	2,272	2,120

N° Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
CUG-51	0,019	0,04	0,066	0,078	0,122	0,181	0,207	0,228	0,246	5,718	4,644	3,921	3,680	3,035	2,466	2,272	2,133	2,023
CUG-52	0,043	0,068	0,078	0,096	0,146	0,197	0,218	0,234	0,248	4,540	3,878	3,680	3,381	2,776	2,344	2,198	2,095	2,012
CUG-53	0,024	0,063	0,068	0,078	0,114	0,169	0,195	0,215	0,233	5,381	3,989	3,878	3,680	3,133	2,565	2,358	2,218	2,102
CUG-54	0,024	0,063	0,069	0,08	0,118	0,173	0,199	0,217	0,235	5,381	3,989	3,857	3,644	3,083	2,531	2,329	2,204	2,089
CUG-55	0,02	0,043	0,066	0,076	0,11	0,169	0,197	0,22	0,241	5,644	4,540	3,921	3,718	3,184	2,565	2,344	2,184	2,053
CUG-56	0,018	0,036	0,064	0,072	0,101	0,152	0,183	0,207	0,231	5,796	4,796	3,966	3,796	3,308	2,718	2,450	2,272	2,114
CUG-57	0,024	0,063	0,068	0,077	0,109	0,163	0,19	0,211	0,231	5,381	3,989	3,878	3,699	3,198	2,617	2,396	2,245	2,114
CUG-58	0,021	0,049	0,066	0,073	0,096	0,127	0,163	0,192	0,221	5,573	4,351	3,921	3,776	3,381	2,977	2,617	2,381	2,178
CUG-59	0,019	0,04	0,065	0,074	0,106	0,161	0,19	0,213	0,234	5,718	4,644	3,943	3,756	3,238	2,635	2,396	2,231	2,095
CUG-60	0,014	0,023	0,039	0,066	0,091	0,129	0,164	0,194	0,222	6,158	5,442	4,680	3,921	3,458	2,955	2,608	2,366	2,171
CUG-61	0,015	0,028	0,056	0,071	0,102	0,157	0,187	0,21	0,232	6,059	5,158	4,158	3,816	3,293	2,671	2,419	2,252	2,108
CUG-62	0,024	0,063	0,071	0,085	0,134	0,189	0,214	0,231	0,248	5,381	3,989	3,816	3,556	2,900	2,404	2,224	2,114	2,012
CUG-63	0,023	0,062	0,068	0,078	0,113	0,175	0,206	0,23	0,274	5,442	4,012	3,878	3,680	3,146	2,515	2,279	2,120	1,868
CUG-64	0,017	0,034	0,064	0,074	0,111	0,179	0,213	0,239	0,326	5,878	4,878	3,966	3,756	3,171	2,482	2,231	2,065	1,617
CUG-65	0,021	0,05	0,071	0,09	0,154	0,235	0,323	0,426	0,683	5,573	4,322	3,816	3,474	2,699	2,089	1,630	1,231	0,550
CUG-66	0,02	0,044	0,067	0,078	0,12	0,184	0,214	0,238	0,318	5,644	4,506	3,900	3,680	3,059	2,442	2,224	2,071	1,653
CUG-67	0,024	0,063	0,076	0,101	0,153	0,203	0,225	0,241	0,306	5,381	3,989	3,718	3,308	2,708	2,300	2,152	2,053	1,708
CUG-68	0,027	0,065	0,077	0,1	0,15	0,197	0,217	0,231	0,244	5,211	3,943	3,699	3,322	2,737	2,344	2,204	2,114	2,035
CUG-69	0,015	0,027	0,052	0,069	0,093	0,127	0,164	0,195	0,226	6,059	5,211	4,265	3,857	3,427	2,977	2,608	2,358	2,146
CUG-70	0,018	0,038	0,065	0,077	0,12	0,188	0,22	0,246	0,348	5,796	4,718	3,943	3,699	3,059	2,411	2,184	2,023	1,523
CUG-71	0,017	0,032	0,063	0,071	0,096	0,137	0,172	0,199	0,226	5,878	4,966	3,989	3,816	3,381	2,868	2,540	2,329	2,146
CUG-72	0,018	0,034	0,064	0,07	0,093	0,123	0,157	0,188	0,217	5,796	4,878	3,966	3,837	3,427	3,023	2,671	2,411	2,204
CUG-73	0,049	0,071	0,083	0,108	0,158	0,215	0,24	0,293	0,391	4,351	3,816	3,591	3,211	2,662	2,218	2,059	1,771	1,355
CUG-74	0,021	0,053	0,069	0,082	0,129	0,182	0,203	0,221	0,236	5,573	4,238	3,857	3,608	2,955	2,458	2,300	2,178	2,083
CUG-75	0,019	0,041	0,065	0,075	0,106	0,161	0,19	0,211	0,232	5,718	4,608	3,943	3,737	3,238	2,635	2,396	2,245	2,108

Nº Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
CUG-76	0,015	0,025	0,047	0,069	0,103	0,162	0,193	0,218	0,242	6,059	5,322	4,411	3,857	3,279	2,626	2,373	2,198	2,047
CUG-77	0,065	0,071	0,078	0,089	0,131	0,185	0,209	0,226	0,243	3,943	3,816	3,680	3,490	2,932	2,434	2,258	2,146	2,041
CUG-78	0,016	0,03	0,062	0,073	0,112	0,172	0,199	0,22	0,239	5,966	5,059	4,012	3,776	3,158	2,540	2,329	2,184	2,065
CUG-79	0,065	0,071	0,079	0,093	0,139	0,19	0,212	0,228	0,243	3,943	3,816	3,662	3,427	2,847	2,396	2,238	2,133	2,041
CUG-80	0,065	0,07	0,077	0,089	0,13	0,183	0,207	0,225	0,242	3,943	3,837	3,699	3,490	2,943	2,450	2,272	2,152	2,047
CUG-81	0,016	0,029	0,058	0,07	0,099	0,152	0,185	0,212	0,238	5,966	5,108	4,108	3,837	3,336	2,718	2,434	2,238	2,071
CUG-82	0,015	0,026	0,051	0,071	0,109	0,17	0,2	0,222	0,243	6,059	5,265	4,293	3,816	3,198	2,556	2,322	2,171	2,041
CUG-83	0,021	0,048	0,066	0,075	0,104	0,157	0,186	0,209	0,231	5,573	4,381	3,921	3,737	3,265	2,671	2,427	2,258	2,114
CUG-84	0,019	0,042	0,066	0,077	0,117	0,172	0,197	0,216	0,233	5,718	4,573	3,921	3,699	3,095	2,540	2,344	2,211	2,102
CUG-85	0,02	0,046	0,068	0,081	0,13	0,183	0,207	0,224	0,24	5,644	4,442	3,878	3,626	2,943	2,450	2,272	2,158	2,059
CUG-86	0,017	0,036	0,065	0,079	0,132	0,194	0,222	0,243	0,451	5,878	4,796	3,943	3,662	2,921	2,366	2,171	2,041	1,149
CUG-87	0,019	0,041	0,068	0,085	0,14	0,193	0,217	0,234	0,249	5,718	4,608	3,878	3,556	2,837	2,373	2,204	2,095	2,006
CUG-88	0,02	0,048	0,071	0,09	0,15	0,214	0,243	0,317	0,426	5,644	4,381	3,816	3,474	2,737	2,224	2,041	1,657	1,231
CUG-89	0,025	0,064	0,076	0,098	0,152	0,205	0,228	0,246	0,343	5,322	3,966	3,718	3,351	2,718	2,286	2,133	2,023	1,544
CUG-90	0,018	0,038	0,066	0,082	0,137	0,192	0,217	0,235	0,275	5,796	4,718	3,921	3,608	2,868	2,381	2,204	2,089	1,862
CUG-91	0,012	0,019	0,029	0,06	0,083	0,11	0,122	0,154	0,201	6,381	5,718	5,108	4,059	3,591	3,184	3,035	2,699	2,315
CUG-92	0,014	0,021	0,034	0,064	0,083	0,106	0,117	0,124	0,182	6,158	5,573	4,878	3,966	3,591	3,238	3,095	3,012	2,458
CUG-93	0,014	0,022	0,039	0,066	0,09	0,122	0,156	0,188	0,219	6,158	5,506	4,680	3,921	3,474	3,035	2,680	2,411	2,191
CUG-94	0,065	0,071	0,078	0,09	0,134	0,184	0,206	0,222	0,237	3,943	3,816	3,680	3,474	2,900	2,442	2,279	2,171	2,077
CUG-95	0,015	0,029	0,062	0,072	0,108	0,165	0,193	0,214	0,234	6,059	5,108	4,012	3,796	3,211	2,599	2,373	2,224	2,095
CUG-96	0,021	0,05	0,071	0,089	0,145	0,199	0,222	0,241	0,312	5,573	4,322	3,816	3,490	2,786	2,329	2,171	2,053	1,680
CUG-97	0,026	0,064	0,076	0,1	0,163	0,24	0,308	0,377	0,445	5,265	3,966	3,718	3,322	2,617	2,059	1,699	1,407	1,168
CUG-98	0,038	0,07	0,087	0,12	0,169	0,233	0,289	0,365	0,448	4,718	3,837	3,523	3,059	2,565	2,102	1,791	1,454	1,158
CUG-99	0,019	0,043	0,07	0,093	0,165	0,276	0,394	0,5	1,171	5,718	4,540	3,837	3,427	2,599	1,857	1,344	1,000	-0,228
CUG-100	0,038	0,072	0,091	0,127	0,181	0,269	0,34	0,401	0,459	4,718	3,796	3,458	2,977	2,466	1,894	1,556	1,318	1,123

Tabla 6, Medidas granulométricas de Montejo de Tiermes

Nº Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
MTG-1	0,017	0,039	0,066	0,078	0,123	0,19	0,22	0,244	0,387	5,878	4,680	3,921	3,680	3,023	2,396	2,184	2,035	1,370
MTG-2	0,021	0,052	0,066	0,071	0,09	0,114	0,126	0,164	0,205	5,573	4,265	3,921	3,816	3,474	3,133	2,989	2,608	2,286
MTG-3	0,016	0,029	0,059	0,068	0,085	0,108	0,117	0,123	0,168	5,966	5,108	4,083	3,878	3,556	3,211	3,095	3,023	2,573
MTG-4	0,011	0,013	0,016	0,023	0,057	0,089	0,102	0,112	0,122	6,506	6,265	5,966	5,442	4,133	3,490	3,293	3,158	3,035
MTG-5	0,021	0,05	0,066	0,074	0,099	0,147	0,183	0,212	0,241	5,573	4,322	3,921	3,756	3,336	2,766	2,450	2,238	2,053
MTG-6	0,012	0,016	0,022	0,036	0,074	0,1	0,112	0,12	0,15	6,381	5,966	5,506	4,796	3,756	3,322	3,158	3,059	2,737
MTG-7	0,013	0,019	0,029	0,056	0,083	0,114	0,135	0,171	0,211	6,265	5,718	5,108	4,158	3,591	3,133	2,889	2,548	2,245
MTG-8	0,011	0,015	0,02	0,033	0,073	0,098	0,109	0,117	0,125	6,506	6,059	5,644	4,921	3,776	3,351	3,198	3,095	3,000
MTG-9	0,013	0,018	0,026	0,049	0,079	0,104	0,114	0,122	0,163	6,265	5,796	5,265	4,351	3,662	3,265	3,133	3,035	2,617
MTG-10	0,011	0,013	0,017	0,025	0,065	0,092	0,104	0,113	0,121	6,506	6,265	5,878	5,322	3,943	3,442	3,265	3,146	3,047
MTG-11	0,01	0,012	0,014	0,019	0,042	0,079	0,095	0,106	0,118	6,644	6,381	6,158	5,718	4,573	3,662	3,396	3,238	3,083
MTG-12	0,01	0,012	0,014	0,018	0,036	0,073	0,093	0,11	0,133	6,644	6,381	6,158	5,796	4,796	3,776	3,427	3,184	2,911
MTG-13	0,058	0,066	0,072	0,08	0,11	0,164	0,192	0,215	0,235	4,108	3,921	3,796	3,644	3,184	2,608	2,381	2,218	2,089
MTG-14	0,02	0,045	0,065	0,072	0,093	0,121	0,15	0,182	0,213	5,644	4,474	3,943	3,796	3,427	3,047	2,737	2,458	2,231
MTG-15	0,018	0,039	0,065	0,072	0,096	0,134	0,168	0,195	0,222	5,796	4,680	3,943	3,796	3,381	2,900	2,573	2,358	2,171
MTG-16	0,015	0,025	0,046	0,068	0,093	0,132	0,167	0,195	0,222	6,059	5,322	4,442	3,878	3,427	2,921	2,582	2,358	2,171
MTG-17	0,058	0,067	0,073	0,083	0,12	0,175	0,203	0,224	0,243	4,108	3,900	3,776	3,591	3,059	2,515	2,300	2,158	2,041
MTG-18	0,012	0,015	0,02	0,033	0,072	0,097	0,109	0,116	0,123	6,381	6,059	5,644	4,921	3,796	3,366	3,198	3,108	3,023
MTG-19	0,012	0,015	0,021	0,036	0,074	0,098	0,109	0,117	0,124	6,381	6,059	5,573	4,796	3,756	3,351	3,198	3,095	3,012
MTG-20	0,011	0,014	0,019	0,029	0,069	0,094	0,105	0,112	0,119	6,506	6,158	5,718	5,108	3,857	3,411	3,252	3,158	3,071
MTG-21	0,069	0,09	0,123	0,148	0,246	1,23	1,468	1,649	1,822	3,857	3,474	3,023	2,756	2,023	-0,299	-0,554	-0,722	-0,866
MTG-22	0,033	0,068	0,081	0,106	0,162	0,228	0,275	0,372	0,48	4,921	3,878	3,626	3,238	2,626	2,133	1,862	1,427	1,059
MTG-23	0,03	0,065	0,075	0,095	0,15	0,213	0,242	0,306	0,415	5,059	3,943	3,737	3,396	2,737	2,231	2,047	1,708	1,269
MTG-24	0,028	0,063	0,068	0,076	0,103	0,15	0,181	0,204	0,225	5,158	3,989	3,878	3,718	3,279	2,737	2,466	2,293	2,152
MTG-25	0,012	0,016	0,023	0,04	0,076	0,1	0,11	0,018	0,127	6,381	5,966	5,442	4,644	3,718	3,322	3,184	5,796	2,977

Nº Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
MTG-26	0,012	0,015	0,021	0,035	0,073	0,096	0,106	0,114	0,12	6,381	6,059	5,573	4,837	3,776	3,381	3,238	3,133	3,059
MTG-27	0,048	0,072	0,088	0,119	0,172	0,242	0,314	0,385	0,458	4,381	3,796	3,506	3,071	2,540	2,047	1,671	1,377	1,127
MTG-28	0,063	0,072	0,087	0,112	0,159	0,214	0,238	0,288	0,454	3,989	3,796	3,523	3,158	2,653	2,224	2,071	1,796	1,139
MTG-29	0,049	0,074	0,092	0,126	0,166	0,221	0,244	0,307	0,4	4,351	3,756	3,442	2,989	2,591	2,178	2,035	1,704	1,322
MTG-30	0,022	0,053	0,068	0,08	0,121	0,176	0,2	0,217	0,235	5,506	4,238	3,878	3,644	3,047	2,506	2,322	2,204	2,089
MTG-31	0,042	0,065	0,07	0,077	0,103	0,149	0,18	0,205	0,231	4,573	3,943	3,837	3,699	3,279	2,747	2,474	2,286	2,114
MTG-32	0,025	0,063	0,075	0,102	0,147	0,148	0,178	0,203	0,225	5,322	3,989	3,737	3,293	2,766	2,756	2,490	2,300	2,152
MTG-33	0,015	0,025	0,049	0,067	0,087	0,112	0,123	0,158	0,203	6,059	5,322	4,351	3,900	3,523	3,158	3,023	2,662	2,300
MTG-34	0,024	0,063	0,068	0,078	0,11	0,164	0,193	0,214	0,235	5,381	3,989	3,878	3,680	3,184	2,608	2,373	2,224	2,089
MTG-35	0,0114	0,023	0,041	0,067	0,091	0,127	0,161	0,19	0,219	6,455	5,442	4,608	3,900	3,458	2,977	2,635	2,396	2,191
MTG-36	0,035	0,067	0,078	0,098	0,148	0,197	0,22	0,235	0,25	4,837	3,900	3,680	3,351	2,756	2,344	2,184	2,089	2,000
MTG-37	0,05	0,068	0,078	0,094	0,144	0,195	0,217	0,233	0,248	4,322	3,878	3,680	3,411	2,796	2,358	2,204	2,102	2,012
MTG-38	0,033	0,065	0,071	0,08	0,112	0,166	0,193	0,212	0,231	4,921	3,943	3,816	3,644	3,158	2,591	2,373	2,238	2,114
MTG-39	0,034	0,067	0,077	0,094	0,147	0,205	0,23	0,248	0,367	4,878	3,900	3,699	3,411	2,766	2,286	2,120	2,012	1,446
MTG-40	0,037	0,067	0,076	0,091	0,141	0,196	0,221	0,238	0,291	4,756	3,900	3,718	3,458	2,826	2,351	2,178	2,071	1,781
MTG-41	0,035	0,066	0,072	0,083	0,125	0,179	0,203	0,221	0,238	4,837	3,921	3,796	3,591	3,000	2,482	2,300	2,178	2,071
MTG-42	0,037	0,066	0,073	0,086	0,131	0,186	0,21	0,228	0,246	4,756	3,921	3,776	3,540	2,932	2,427	2,252	2,133	2,023
MTG-43	0,049	0,072	0,085	0,113	0,163	0,22	0,245	0,314	0,404	4,351	3,796	3,556	3,146	2,617	2,184	2,029	1,671	1,308
MTG-44	0,045	0,068	0,076	0,091	0,14	0,192	0,214	0,232	0,247	4,474	3,878	3,718	3,458	2,837	2,381	2,224	2,108	2,017
MTG-45	0,045	0,066	0,073	0,085	0,125	0,179	0,203	0,22	0,237	4,474	3,921	3,776	3,556	3,000	2,482	2,300	2,184	2,077
MTG-46	0,021	0,053	0,067	0,078	0,113	0,17	0,197	0,217	0,237	5,573	4,238	3,900	3,680	3,146	2,556	2,344	2,204	2,077
MTG-47	0,018	0,038	0,065	0,072	0,099	0,147	0,177	0,201	0,225	5,796	4,718	3,943	3,796	3,336	2,766	2,498	2,315	2,152
MTG-48	0,029	0,065	0,072	0,085	0,131	0,185	0,21	0,227	0,244	5,108	3,943	3,796	3,556	2,932	2,434	2,252	2,139	2,035
MTG-49	0,044	0,068	0,078	0,096	0,145	0,193	0,214	0,229	0,243	4,506	3,878	3,680	3,381	2,786	2,373	2,224	2,127	2,041
MTG-50	0,021	0,051	0,067	0,076	0,108	0,164	0,192	0,214	0,235	5,573	4,293	3,900	3,718	3,211	2,608	2,381	2,224	2,089

N° Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
MTG-51	0,063	0,07	0,081	0,099	0,148	0,197	0,217	0,232	0,246	3,989	3,837	3,626	3,336	2,756	2,344	2,204	2,108	2,023
MTG-52	0,018	0,039	0,065	0,072	0,096	0,133	0,168	0,197	0,227	5,796	4,680	3,943	3,796	3,381	2,911	2,573	2,344	2,139
MTG-53	0,026	0,064	0,071	0,083	0,127	0,186	0,212	0,232	0,254	5,265	3,966	3,816	3,591	2,977	2,427	2,238	2,108	1,977
MTG-54	0,02	0,046	0,066	0,076	0,109	0,173	0,208	0,234	0,328	5,644	4,442	3,921	3,718	3,198	2,531	2,265	2,095	1,608
MTG-55	0,027	0,064	0,699	0,079	0,11	0,164	0,191	0,211	0,23	5,211	3,966	0,517	3,662	3,184	2,608	2,388	2,245	2,120
MTG-56	0,028	0,064	0,073	0,086	0,135	0,197	0,225	0,244	0,349	5,158	3,966	3,776	3,540	2,889	2,344	2,152	2,035	1,519
MTG-57	0,021	0,053	0,069	0,081	0,127	0,188	0,215	0,236	0,3	5,573	4,238	3,857	3,626	2,977	2,411	2,218	2,083	1,737
MTG-58	0,026	0,064	0,07	0,081	0,12	0,177	0,203	0,222	0,239	5,265	3,966	3,837	3,626	3,059	2,498	2,300	2,171	2,065
MTG-59	0,044	0,066	0,074	0,086	0,128	0,182	0,206	0,224	0,24	4,506	3,921	3,756	3,540	2,966	2,458	2,279	2,158	2,059
MTG-60	0,042	0,066	0,074	0,086	0,129	0,185	0,211	0,229	0,247	4,573	3,921	3,756	3,540	2,955	2,434	2,245	2,127	2,017
MTG-61	0,022	0,059	0,068	0,079	0,116	0,172	0,197	0,217	0,235	5,506	4,083	3,878	3,662	3,108	2,540	2,344	2,204	2,089
MTG-62	0,02	0,047	0,066	0,073	0,099	0,143	0,177	0,206	0,235	5,644	4,411	3,921	3,776	3,336	2,806	2,498	2,279	2,089
MTG-63	0,023	0,063	0,068	0,076	0,104	0,155	0,184	0,206	0,228	5,442	3,989	3,878	3,718	3,265	2,690	2,442	2,279	2,133
MTG-64	0,025	0,063	0,069	0,079	0,113	0,17	0,197	0,219	0,239	5,322	3,989	3,857	3,662	3,146	2,556	2,344	2,191	2,065
MTG-65	0,042	0,069	0,082	0,105	0,16	0,225	0,267	0,352	0,452	4,573	3,857	3,608	3,252	2,644	2,152	1,905	1,506	1,146
MTG-66	0,048	0,071	0,084	0,11	0,167	0,239	0,322	0,415	0,554	4,381	3,816	3,573	3,184	2,582	2,065	1,635	1,269	0,852
MTG-67	0,051	0,069	0,08	0,097	0,149	0,207	0,232	0,262	0,378	4,293	3,857	3,644	3,366	2,747	2,272	2,108	1,932	1,404
MTG-68	0,063	0,077	0,1	0,13	0,176	0,239	0,3	0,374	0,448	3,989	3,699	3,322	2,943	2,506	2,065	1,737	1,419	1,158
MTG-69	0,066	0,083	0,108	0,133	0,173	0,228	0,258	0,337	0,429	3,921	3,591	3,211	2,911	2,531	2,133	1,955	1,569	1,221
MTG-70	0,026	0,063	0,072	0,086	0,138	0,2	0,228	0,248	0,358	5,265	3,989	3,796	3,540	2,857	2,322	2,133	2,012	1,482
MTG-71	0,031	0,66	0,074	0,087	0,138	0,197	0,224	0,243	0,373	5,012	0,599	3,756	3,523	2,857	2,344	2,158	2,041	1,423
MTG-72	0,032	0,066	0,075	0,092	0,146	0,21	0,238	0,292	0,392	4,966	3,921	3,737	3,442	2,776	2,252	2,071	1,776	1,351
MTG-73	0,032	0,066	0,074	0,087	0,135	0,186	0,209	0,225	0,241	4,966	3,921	3,756	3,523	2,889	2,427	2,258	2,152	2,053
MTG-74	0,021	0,056	0,068	0,078	0,112	0,169	0,196	0,217	0,238	5,573	4,158	3,878	3,680	3,158	2,565	2,351	2,204	2,071
MTG-75	0,028	0,064	0,07	0,079	0,111	0,165	0,192	0,212	0,232	5,158	3,966	3,837	3,662	3,171	2,599	2,381	2,238	2,108

Nº Muestra	D ₅	D ₁₀	D ₁₆	D ₂₅	D ₅₀	D ₇₅	D ₈₄	D ₉₀	D ₉₅	Φ ₅	Φ ₁₀	Φ ₁₆	Φ ₂₅	Φ ₅₀	Φ ₇₅	Φ ₈₄	Φ ₉₀	Φ ₉₅
MTG-76	0,046	0,068	0,078	0,095	0,144	0,193	0,214	0,231	0,244	4,442	3,878	3,680	3,396	2,796	2,373	2,224	2,114	2,035
MTG-77	0,02	0,049	0,068	0,08	0,124	0,192	0,225	0,248	0,458	5,644	4,351	3,878	3,644	3,012	2,381	2,152	2,012	1,127
MTG-78	0,026	0,064	0,07	0,079	0,114	0,172	0,199	0,22	0,239	5,265	3,966	3,837	3,662	3,133	2,540	2,329	2,184	2,065
MTG-79	0,027	0,064	0,072	0,087	0,137	0,191	0,215	0,232	0,248	5,211	3,966	3,796	3,523	2,868	2,388	2,218	2,108	2,012
MTG-80	0,017	0,039	0,066	0,076	0,115	0,177	0,207	0,231	0,273	5,878	4,680	3,921	3,718	3,120	2,498	2,272	2,114	1,873
MTG-81	0,013	0,021	0,037	0,065	0,085	0,112	0,122	0,155	0,199	6,265	5,573	4,756	3,943	3,556	3,158	3,035	2,690	2,329
MTG-82	0,015	0,028	0,055	0,075	0,13	0,183	0,207	0,225	0,243	6,059	5,158	4,184	3,737	2,943	2,450	2,272	2,152	2,041
MTG-83	0,01	0,011	0,013	0,017	0,035	0,071	0,09	0,105	0,12	6,644	6,506	6,265	5,878	4,837	3,816	3,474	3,252	3,059
MTG-84	0,015	0,028	0,055	0,068	0,088	0,115	0,131	0,168	0,207	6,059	5,158	4,184	3,878	3,506	3,120	2,932	2,573	2,272
MTG-85	0,016	0,03	0,062	0,07	0,092	0,123	0,16	0,192	0,225	5,966	5,059	4,012	3,837	3,442	3,023	2,644	2,381	2,152
MTG-86	0,014	0,024	0,043	0,066	0,085	0,111	0,122	0,152	0,195	6,158	5,381	4,540	3,921	3,556	3,171	3,035	2,718	2,358
MTG-87	0,012	0,017	0,025	0,045	0,079	0,105	0,116	0,124	0,178	6,381	5,878	5,322	4,474	3,662	3,252	3,108	3,012	2,490
MTG-88	0,014	0,022	0,038	0,066	0,091	0,129	0,171	0,206	0,243	6,158	5,506	4,718	3,921	3,458	2,955	2,548	2,279	2,041
MTG-89	0,012	0,016	0,023	0,041	0,077	0,102	0,113	0,12	0,154	6,381	5,966	5,442	4,608	3,699	3,293	3,146	3,059	2,699
MTG-90	0,014	0,023	0,043	0,068	0,1	0,16	0,195	0,223	0,249	6,158	5,442	4,540	3,878	3,322	2,644	2,358	2,165	2,006
MTG-91	0,024	0,063	0,068	0,078	0,111	0,168	0,196	0,217	0,238	5,381	3,989	3,878	3,680	3,171	2,573	2,351	2,204	2,071
MTG-92	0,024	0,063	0,069	0,08	0,119	0,18	0,209	0,23	0,253	5,381	3,989	3,857	3,644	3,071	2,474	2,258	2,120	1,983
MTG-93	0,015	0,024	0,042	0,066	0,084	0,108	0,117	0,125	0,18	6,059	5,381	4,573	3,921	3,573	3,211	3,095	3,000	2,474
MTG-94	0,012	0,016	0,024	0,043	0,081	0,114	0,141	0,193	0,25	6,381	5,966	5,381	4,540	3,626	3,133	2,826	2,373	2,000
MTG-95	0,021	0,056	0,067	0,076	0,108	0,178	0,218	0,251	0,407	5,573	4,158	3,900	3,718	3,211	2,490	2,198	1,994	1,297
MTG-96	0,013	0,02	0,031	0,062	0,082	0,108	0,118	0,135	0,188	6,265	5,644	5,012	4,012	3,608	3,211	3,083	2,889	2,411
MTG-97	0,017	0,033	0,063	0,069	0,089	0,114	0,124	0,161	0,204	5,878	4,921	3,989	3,857	3,490	3,133	3,012	2,635	2,293
MTG-98	0,019	0,043	0,065	0,072	0,094	0,124	0,162	0,196	0,231	5,718	4,540	3,943	3,796	3,411	3,012	2,626	2,351	2,114
MTG-99	0,017	0,032	0,063	0,069	0,088	0,113	0,124	0,16	0,204	5,878	4,966	3,989	3,857	3,506	3,146	3,012	2,644	2,293
MTG-100	0,017	0,032	0,063	0,068	0,087	0,11	0,12	0,136	0,19	5,878	4,966	3,989	3,878	3,523	3,184	3,059	2,878	2,396

Tabla 7, Parámetros granulométricos de Cuevas de Ayllón

Nº Muestra	Dm	σm	Dg	σg	Dσ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μz		Kg	
CUG-1	4,334	0,278	0,050	2,360	0,117	-0,279	Muy bien clasificada	1,775	0,064	0,058	-3,803	Muy asimétr. gruesos	8,082	Extrema leptocúrtica	4,148	Arena muy fina
CUG-2	4,088	0,285	0,059	2,177	0,128	-0,241	Muy bien clasificada	1,482	0,081	0,064	-3,725	Muy asimétr. gruesos	5,519	Extrema leptocúrtica	3,928	Arena muy fina
CUG-3	2,411	0,204	0,188	2,021	0,380	-0,619	Muy bien clasificada	1,470	0,215	0,104	2,740	Muy asimétr. a finos	5,722	Extrema leptocúrtica	2,432	Arena fina
CUG-4	2,945	0,296	0,130	1,686	0,219	-0,110	Muy bien clasificada	1,440	0,145	0,079	-1,739	Muy asimétr. gruesos	3,394	Extrema leptocúrtica	2,885	Arena fina
CUG-5	3,044	0,298	0,121	1,707	0,207	-0,111	Muy bien clasificada	1,490	0,139	0,061	-2,052	Muy asimétr. gruesos	4,448	Extrema leptocúrtica	3,029	Arena muy fina
CUG-6	4,083	0,275	0,059	2,270	0,134	-0,273	Muy bien clasificada	1,551	0,078	0,064	-3,760	Muy asimétr. gruesos	6,165	Extrema leptocúrtica	3,924	Arena muy fina
CUG-7	2,872	0,311	0,137	1,588	0,217	-0,060	Muy bien clasificada	1,345	0,156	0,081	-0,815	Muy asimétr. gruesos	2,032	Muy leptocúrtica	2,817	Arena fina
CUG-8	2,975	0,304	0,127	1,651	0,210	-0,082	Muy bien clasificada	1,422	0,141	0,076	-1,732	Muy asimétr. gruesos	3,232	Extrema leptocúrtica	2,919	Arena fina
CUG-9	2,880	0,298	0,136	1,656	0,225	-0,145	Muy bien clasificada	1,387	0,156	0,084	-1,383	Muy asimétr. gruesos	3,251	Extrema leptocúrtica	2,820	Arena fina
CUG-10	2,844	0,307	0,127	1,760	0,223	-0,087	Muy bien clasificada	1,338	0,162	0,084	-0,872	Muy asimétr. gruesos	2,206	Muy leptocúrtica	2,789	Arena fina
CUG-11	3,010	0,285	0,124	1,773	0,220	-0,190	Muy bien clasificada	1,511	0,142	0,078	-2,878	Muy asimétr. gruesos	5,423	Extrema leptocúrtica	2,963	Arena fina
CUG-12	2,891	0,278	0,135	1,773	0,239	-0,252	Muy bien clasificada	1,494	0,157	0,085	-2,232	Muy asimétr. gruesos	5,374	Extrema leptocúrtica	2,840	Arena fina
CUG-13	3,031	0,282	0,122	1,799	0,220	-0,218	Muy bien clasificada	1,536	0,142	0,082	-2,704	Muy asimétr. gruesos	6,000	Extrema leptocúrtica	3,002	Arena muy fina
CUG-14	3,209	0,291	0,108	1,803	0,195	-0,143	Muy bien clasificada	1,523	0,131	0,078	-3,148	Muy asimétr. gruesos	5,758	Extrema leptocúrtica	3,209	Arena muy fina
CUG-15	3,181	0,293	0,110	1,778	0,196	-0,136	Muy bien clasificada	1,518	0,131	0,077	-3,007	Muy asimétr. gruesos	5,744	Extrema leptocúrtica	3,196	Arena muy fina
CUG-16	2,185	0,237	0,220	1,718	0,378	-0,294	Muy bien clasificada	1,467	0,253	0,108	-0,266	Asimétrico gruesos	3,738	Extrema leptocúrtica	2,221	Arena fina
CUG-17	2,859	0,269	0,138	1,814	0,250	-0,287	Muy bien clasificada	1,491	0,162	0,094	-3,010	Muy asimétr. gruesos	5,779	Extrema leptocúrtica	2,796	Arena fina
CUG-18	2,908	0,270	0,133	1,824	0,243	-0,282	Muy bien clasificada	1,534	0,157	0,085	-2,516	Muy asimétr. gruesos	6,031	Extrema leptocúrtica	2,858	Arena fina
CUG-19	3,129	0,293	0,114	1,758	0,201	-0,130	Muy bien clasificada	1,509	0,135	0,075	-2,752	Muy asimétr. gruesos	5,306	Extrema leptocúrtica	3,130	Arena muy fina
CUG-20	2,896	0,218	0,134	2,203	0,296	-0,468	Muy bien clasificada	1,681	0,163	0,117	-3,957	Muy asimétr. gruesos	8,976	Extrema leptocúrtica	2,852	Arena fina
CUG-21	3,018	0,261	0,123	1,928	0,238	-0,333	Muy bien clasificada	1,601	0,149	0,103	-3,409	Muy asimétr. gruesos	7,697	Extrema leptocúrtica	2,972	Arena fina
CUG-22	3,311	0,271	0,101	1,975	0,199	-0,207	Muy bien clasificada	1,555	0,129	0,090	-4,309	Muy asimétr. gruesos	6,165	Extrema leptocúrtica	3,239	Arena muy fina
CUG-23	2,879	0,286	0,136	1,721	0,234	-0,220	Muy bien clasificada	1,457	0,155	0,083	-1,187	Muy asimétr. gruesos	4,302	Extremaleptocúrtica	2,828	Arena fina
CUG-24	3,111	0,302	0,116	1,702	0,197	-0,109	Muy bien clasificada	1,468	0,135	0,048	-1,790	Muy asimétr. gruesos	4,693	Extrema leptocúrtica	3,144	Arena muy fina
CUG-25	3,034	0,295	0,122	1,720	0,210	-0,119	Muy bien clasificada	1,489	0,140	0,064	-2,252	Muy asimétr. gruesos	4,543	Extremaleptocúrtica	3,015	Arena muy fina

Dm: Diámetro medio; σm: Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σg: Desviación geométrica; Dσ; σ: Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbeim; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μz: Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

Nº Muestra	Dm	σ_m	Dg	σ_g	D σ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μ_z		Kg	
CUG-26	2,951	0,294	0,129	1,701	0,220	-0,148	Muy bien clasificada	1,463	0,146	0,076	-1,687	Muy asimétr. gruesos	4,027	Extrema. leptocúrtica	2,903	Arena fina
CUG-27	2,831	0,292	0,140	1,673	0,235	-0,192	Muy bien clasificada	1,388	0,164	0,087	-0,989	Muy asimétr. gruesos	3,389	Extrema. leptocúrtica	2,775	Arena fina
CUG-28	2,870	0,307	0,137	1,609	0,220	-0,073	Muy bien clasificada	1,361	0,155	0,081	-0,803	Muy asimétr. gruesos	2,138	Muy leptocúrtica	2,816	Arena fina
CUG-29	4,221	0,276	0,054	2,331	0,125	-0,305	Muy bien clasificada	1,658	0,071	0,063	-3,970	Muy asimétr. gruesos	7,472	Extrema. leptocúrtica	4,035	Arena muy fina
CUG-30	3,041	0,288	0,122	1,761	0,214	-0,139	Muy bien clasificada	1,513	0,139	0,082	-3,228	Muy asimétr. gruesos	5,103	Extrema. leptocúrtica	2,994	Arena fina
CUG-31	3,024	0,288	0,123	1,757	0,216	-0,164	Muy bien clasificada	1,508	0,141	0,073	-2,714	Muy asimétr. gruesos	5,125	Extrema. leptocúrtica	2,982	Arena fina
CUG-32	3,020	0,287	0,123	1,761	0,217	-0,180	Muy bien clasificada	1,517	0,142	0,070	-2,490	Muy asimétr. gruesos	5,338	Extrema. leptocúrtica	2,987	Arena fina
CUG-33	2,980	0,289	0,127	1,736	0,220	-0,160	Muy bien clasificada	1,479	0,145	0,078	-2,619	Muy asimétr. gruesos	4,695	Extrema. leptocúrtica	2,925	Arena fina
CUG-34	3,126	0,288	0,115	1,790	0,205	-0,181	Muy bien clasificada	1,529	0,138	0,075	-2,505	Muy asimétr. gruesos	6,087	Extrema. leptocúrtica	3,150	Arena muy fina
CUG-35	4,328	0,267	0,050	2,490	0,124	-0,349	Muy bien clasificada	1,837	0,065	0,060	-4,215	Muy asimétr. gruesos	9,211	Extrema. leptocúrtica	4,131	Arena muy fina
CUG-36	4,499	0,265	0,044	2,601	0,115	-0,363	Muy bien clasificada	1,961	0,060	0,053	-3,598	Muy asimétr. gruesos	10,006	Extrema. leptocúrtica	4,307	Arena muy fina
CUG-37	3,111	0,302	0,116	1,702	0,197	-0,102	Muy bien clasificada	1,476	0,135	0,050	-1,744	Muy asimétr. gruesos	4,450	Extrema. leptocúrtica	3,123	Arena muy fina
CUG-38	3,240	0,317	0,106	1,654	0,175	-0,077	Muy bien clasificada	1,384	0,114	0,060	-1,878	Muy asimétr. gruesos	4,244	Extrema. leptocúrtica	3,287	Arena muy fina
CUG-39	3,616	0,364	0,082	1,483	0,121	0,040	Bien clasificado	1,278	0,092	0,059	-2,334	Muy asimétr. gruesos	3,167	Extrema. leptocúrtica	3,585	Arena muy fina
CUG-40	3,693	0,349	0,077	1,578	0,122	-0,014	Muy bien clasificada	1,293	0,092	0,061	-2,614	Muy asimétr. gruesos	3,456	Extrema. leptocúrtica	3,636	Arena muy fina
CUG-41	3,386	0,354	0,096	1,495	0,143	0,010	Muy bien clasificada	1,289	0,098	0,053	-1,813	Muy asimétr. gruesos	3,247	Extrema. leptocúrtica	3,410	Arena muy fina
CUG-42	3,376	0,351	0,096	1,505	0,145	0,005	Muy bien clasificada	1,289	0,098	0,054	-1,800	Muy asimétr. gruesos	3,247	Extrema. leptocúrtica	3,403	Arena muy fina
CUG-43	3,598	0,360	0,083	1,502	0,124	0,020	Muy bien clasificada	1,289	0,094	0,059	-2,470	Muy asimétr. gruesos	3,422	Extrema. leptocúrtica	3,573	Arena muy fina
CUG-44	2,910	0,283	0,133	1,751	0,233	-0,234	Muy bien clasificada	1,476	0,153	0,083	-2,015	Muy asimétr. gruesos	5,032	Extrema. leptocúrtica	2,855	Arena fina
CUG-45	3,030	0,290	0,122	1,748	0,214	-0,135	Muy bien clasificada	1,504	0,140	0,071	-2,884	Muy asimétr. gruesos	4,857	Extrema. leptocúrtica	2,987	Arena fina
CUG-46	3,155	0,295	0,112	1,754	0,197	-0,123	Muy bien clasificada	1,630	0,122	0,079	-3,115	Muy asimétr. gruesos	6,526	Extrema. leptocúrtica	3,156	Arena muy fina
CUG-47	3,140	0,301	0,113	1,719	0,195	-0,107	Muy bien clasificada	1,487	0,133	0,069	-2,608	Muy asimétr. gruesos	5,066	Extrema. leptocúrtica	3,150	Arena muy fina
CUG-48	3,100	0,295	0,117	1,741	0,203	-0,123	Muy bien clasificada	1,506	0,137	0,072	-2,769	Muy asimétr. gruesos	5,188	Extrema. leptocúrtica	3,094	Arena muy fina
CUG-49	3,097	0,294	0,117	1,745	0,204	-0,121	Muy bien clasificada	1,500	0,133	0,085	-3,537	Muy asimétr. gruesos	5,205	Extrema. leptocúrtica	3,057	Arena muy fina
CUG-50	3,197	0,311	0,109	1,678	0,183	-0,083	Muy bien clasificada	1,448	0,124	0,060	-1,930	Muy asimétr. gruesos	4,589	Extrema. leptocúrtica	3,229	Arena muy fina

Dm: Diámetro medio; σ_m : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σ_g : Desviación geométrica; D σ ;; σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μ_z : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

N° Muestra	Dm	σm	Dg	σg	D σ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μz		Kg	
CUG-51	3,097	0,290	0,117	1,771	0,207	-0,140	Muy bien clasificada	1,523	0,137	0,082	-3,189	Muy asimétr. gruesos	5,474	Extrema. leptocúrtica	3,076	Arena muy fina
CUG-52	2,939	0,299	0,130	1,672	0,218	-0,101	Muy bien clasificada	1,433	0,147	0,078	-1,505	Muy asimétr. gruesos	3,198	Extrema. leptocúrtica	2,885	Arena fina
CUG-53	3,118	0,304	0,115	1,693	0,195	-0,094	Muy bien clasificada	1,472	0,133	0,051	-1,973	Muy asimétr. gruesos	4,463	Extrema. leptocúrtica	3,123	Arena muy fina
CUG-54	3,093	0,302	0,117	1,698	0,199	-0,098	Muy bien clasificada	1,471	0,135	0,055	-2,161	Muy asimétr. gruesos	4,468	Extrema. leptocúrtica	3,090	Arena muy fina
CUG-55	3,133	0,299	0,114	1,728	0,197	-0,117	Muy bien clasificada	1,491	0,135	0,067	-2,302	Muy asimétr. gruesos	5,051	Extrema. leptocúrtica	3,150	Arena muy fina
CUG-56	3,208	0,309	0,108	1,691	0,183	-0,090	Muy bien clasificada	1,453	0,123	0,065	-2,232	Muy asimétr. gruesos	4,842	Extrema. leptocúrtica	3,241	Arena muy fina
CUG-57	3,137	0,309	0,114	1,672	0,190	-0,082	Muy bien clasificada	1,455	0,131	0,046	-1,707	Muy asimétr. gruesos	4,312	Extrema. leptocúrtica	3,157	Arena muy fina
CUG-58	3,269	0,334	0,104	1,572	0,163	-0,025	Muy bien clasificada	1,319	0,104	0,047	-1,535	Muy asimétr. gruesos	3,309	Extrema. leptocúrtica	3,306	Arena muy fina
CUG-59	3,170	0,304	0,111	1,710	0,190	-0,102	Muy bien clasificada	1,475	0,129	0,066	-2,317	Muy asimétr. gruesos	4,956	Extrema. leptocúrtica	3,192	Arena muy fina
CUG-60	3,644	0,279	0,080	2,051	0,164	-0,218	Muy bien clasificada	1,398	0,104	0,068	-3,205	Muy asimétr. gruesos	4,703	Extrema. leptocúrtica	3,582	Arena muy fina
CUG-61	3,289	0,291	0,102	1,827	0,187	-0,147	Muy bien clasificada	1,487	0,126	0,074	-3,113	Muy asimétr. gruesos	5,519	Extrema. leptocúrtica	3,290	Arena muy fina
CUG-62	3,020	0,291	0,123	1,736	0,214	-0,128	Muy bien clasificada	1,491	0,140	0,071	-2,875	Muy asimétr. gruesos	4,739	Extrema. leptocúrtica	2,980	Arena fina
CUG-63	3,079	0,294	0,118	1,741	0,206	-0,152	Muy bien clasificada	1,498	0,140	0,051	-1,714	Muy asimétr. gruesos	5,084	Extrema. leptocúrtica	3,101	Arena muy fina
CUG-64	3,098	0,281	0,117	1,824	0,213	-0,225	Muy bien clasificada	1,555	0,142	0,077	-2,329	Muy asimétr. gruesos	6,625	Extrema. leptocúrtica	3,123	Arena muy fina
CUG-65	2,723	0,214	0,151	2,133	0,323	-0,528	Muy bien clasificada	1,616	0,171	0,104	-1,875	Muy asimétr. gruesos	8,486	Extrema. leptocúrtica	2,715	Arena fina
CUG-66	3,062	0,285	0,120	1,787	0,214	-0,204	Muy bien clasificada	1,536	0,142	0,076	-2,358	Muy asimétr. gruesos	6,029	Extrema. leptocúrtica	3,061	Arena muy fina
CUG-67	2,935	0,289	0,131	1,721	0,225	-0,169	Muy bien clasificada	1,418	0,151	0,090	-3,426	Muy asimétr. gruesos	4,512	Extrema. leptocúrtica	2,859	Arena fina
CUG-68	2,952	0,298	0,129	1,679	0,217	-0,100	Muy bien clasificada	1,404	0,147	0,085	-3,135	Muy asimétr. gruesos	3,790	Extrema. leptocúrtica	2,880	Arena fina
CUG-69	3,437	0,306	0,092	1,776	0,164	-0,119	Muy bien clasificada	1,357	0,103	0,066	-2,661	Muy asimétr. gruesos	4,202	Extrema. leptocúrtica	3,433	Arena muy fina
CUG-70	3,064	0,277	0,120	1,840	0,220	-0,246	Muy bien clasificada	1,563	0,145	0,082	-2,575	Muy asimétr. gruesos	6,713	Extrema. leptocúrtica	3,062	Arena muy fina
CUG-71	3,264	0,318	0,104	1,652	0,172	-0,067	Muy bien clasificada	1,389	0,112	0,064	-2,187	Muy asimétr. gruesos	4,318	Extrema. leptocúrtica	3,303	Arena muy fina
CUG-72	3,318	0,337	0,100	1,566	0,157	-0,018	Muy bien clasificada	1,326	0,100	0,059	-1,919	Muy asimétr. gruesos	3,563	Extrema. leptocúrtica	3,355	Arena muy fina
CUG-73	2,825	0,287	0,141	1,700	0,240	-0,222	Muy bien clasificada	1,411	0,165	0,087	-0,821	Muy asimétr. gruesos	3,631	Extrema. leptocúrtica	2,771	Arena fina
CUG-74	3,079	0,298	0,118	1,715	0,203	-0,107	Muy bien clasificada	1,490	0,135	0,076	-3,243	Muy asimétr. gruesos	4,898	Extrema. leptocúrtica	3,037	Arena muy fina
CUG-75	3,170	0,304	0,111	1,710	0,190	-0,099	Muy bien clasificada	1,465	0,130	0,065	-2,331	Muy asimétr. gruesos	4,854	Extrema. leptocúrtica	3,192	Arena muy fina

Dm: Diámetro medio; σm : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σg : Desviación geométrica; D σ : σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μz : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

Nº Muestra	Dm	σ_m	Dg	σ_g	D σ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μz		Kg	
CUG-76	3,392	0,269	0,095	2,026	0,193	-0,232	Muy bien clasificada	1,532	0,128	0,078	-3,334	Muy asimétr. gruesos	6,027	Extrema. leptocúrtica	3,355	Arena muy fina
CUG-77	2,969	0,307	0,128	1,637	0,209	-0,080	Muy bien clasificada	1,442	0,143	0,060	-0,167	Asimétrico a gruesos	2,450	Muy leptocúrtica	2,957	Arena fina
CUG-78	3,170	0,290	0,111	1,792	0,199	-0,141	Muy bien clasificada	1,535	0,133	0,082	-3,363	Muy asimétr. gruesos	5,884	Extrema. leptocúrtica	3,166	Arena muy fina
CUG-79	2,950	0,306	0,129	1,638	0,212	-0,081	Muy bien clasificada	1,429	0,144	0,068	-0,423	Muy asimétr. gruesos	2,392	Muy leptocúrtica	2,916	Arena fina
CUG-80	2,986	0,307	0,126	1,640	0,207	-0,081	Muy bien clasificada	1,434	0,142	0,060	-0,158	Asimétrico a gruesos	2,406	Muy leptocúrtica	2,972	Arena fina
CUG-81	3,271	0,296	0,104	1,786	0,185	-0,137	Muy bien clasificada	1,474	0,123	0,070	-2,547	Muy asimétr. gruesos	5,315	Extrema. leptocúrtica	3,293	Arena muy fina
CUG-82	3,308	0,270	0,101	1,980	0,200	-0,217	Muy bien clasificada	1,547	0,132	0,083	-3,642	Muy asimétr. gruesos	6,175	Extrema. leptocúrtica	3,271	Arena muy fina
CUG-83	3,174	0,309	0,111	1,679	0,186	-0,085	Muy bien clasificada	1,447	0,128	0,056	-1,864	Muy asimétr. gruesos	4,498	Extrema. leptocúrtica	3,204	Arena muy fina
CUG-84	3,133	0,299	0,114	1,728	0,197	-0,109	Muy bien clasificada	1,495	0,132	0,075	-3,003	Muy asimétr. gruesos	5,115	Extrema. leptocúrtica	3,120	Arena muy fina
CUG-85	3,075	0,293	0,119	1,745	0,207	-0,123	Muy bien clasificada	1,503	0,134	0,084	-3,467	Muy asimétr. gruesos	5,143	Extrema. leptocúrtica	3,031	Arena muy fina
CUG-86	3,057	0,275	0,120	1,848	0,222	-0,306	Muy bien clasificada	1,567	0,141	0,096	-3,042	Muy asimétr. gruesos	7,479	Extrema. leptocúrtica	3,012	Arena muy fina
CUG-87	3,041	0,284	0,121	1,786	0,217	-0,150	Muy bien clasificada	1,507	0,138	0,099	-4,149	Muy asimétr. gruesos	5,358	Extrema. leptocúrtica	2,973	Arena fina
CUG-88	2,929	0,267	0,131	1,850	0,243	-0,305	Muy bien clasificada	1,542	0,154	0,102	-3,431	Muy asimétr. gruesos	6,727	Extrema. leptocúrtica	2,865	Arena fina
CUG-89	2,925	0,287	0,132	1,732	0,228	-0,200	Muy bien clasificada	1,446	0,151	0,088	-3,030	Muy asimétr. gruesos	4,908	Extrema. leptocúrtica	2,856	Arena fina
CUG-90	3,063	0,281	0,120	1,813	0,217	-0,183	Muy bien clasificada	1,530	0,137	0,099	-4,117	Muy asimétr. gruesos	5,890	Extrema. leptocúrtica	2,998	Arena fina
CUG-91	4,071	0,297	0,059	2,051	0,122	-0,191	Muy bien clasificada	1,354	0,087	0,064	-4,074	Muy asimétr. gruesos	4,338	Extrema. leptocúrtica	3,911	Arena muy fina
CUG-92	3,987	0,317	0,063	1,855	0,117	-0,092	Muy bien clasificada	1,287	0,087	0,062	-3,361	Muy asimétr. gruesos	3,286	Extrema. leptocúrtica	3,855	Arena muy fina
CUG-93	3,680	0,286	0,078	2,000	0,156	-0,197	Muy bien clasificada	1,360	0,098	0,068	-3,193	Muy asimétr. gruesos	4,290	Extrema. leptocúrtica	3,612	Arena muy fina
CUG-94	2,980	0,310	0,127	1,625	0,206	-0,069	Muy bien clasificada	1,430	0,140	0,063	-0,319	Muy asimétr. gruesos	2,349	Muy leptocúrtica	2,953	Arena fina
CUG-95	3,192	0,296	0,109	1,764	0,193	-0,125	Muy bien clasificada	1,514	0,129	0,079	-3,403	Muy asimétr. gruesos	5,785	Extrema. leptocúrtica	3,199	Arena muy fina
CUG-96	2,994	0,285	0,126	1,768	0,222	-0,193	Muy bien clasificada	1,495	0,143	0,095	-3,616	Muy asimétr. gruesos	5,514	Extrema. leptocúrtica	2,924	Arena fina
CUG-97	2,708	0,228	0,153	2,013	0,308	-0,385	Muy bien clasificada	1,549	0,177	0,099	-2,641	Muy asimétr. gruesos	6,313	Extrema. leptocúrtica	2,678	Arena fina
CUG-98	2,657	0,254	0,159	1,823	0,289	-0,313	Muy bien clasificada	1,393	0,184	0,099	-1,488	Muy asimétr. gruesos	4,157	Extrema. leptocúrtica	2,626	Arena fina
CUG-99	2,590	0,175	0,166	2,372	0,394	-0,733	Muy bien clasificada	1,723	0,204	0,122	-0,842	Muy asimétr. gruesos	11,384	Extrema. leptocúrtica	2,593	Arena fina
CUG-100	2,507	0,225	0,176	1,933	0,340	-0,366	Muy bien clasificada	1,455	0,215	0,109	-1,713	Muy asimétr. gruesos	4,748	Extrema. leptocúrtica	2,493	Arena fina

Dm: Diámetro medio; σ_m : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σ_g : Desviación geométrica; D σ ; σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μz : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

Tabla 8, Parámetros granulométricos de Montejo de Tiermes

Nº Muestra	Dm	σ_m	Dg	σ_g	D σ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μ_z		Kg	
MTG-1	4,283	0,279	0,120	1,826	0,220	-1,117	Arena muy fina	1,561	0,011	0,084	-1,117	Muy bien clasificado	-2,760	Muy asimétr. gruesos	7,065	Extrema. leptocúrtico
MTG-2	5,860	0,381	0,091	1,382	0,126	-0,731	Arena muy fina	1,267	0,003	0,038	-0,731	Muy bien clasificado	-1,481	Muy asimétr. gruesos	2,740	Muy leptocúrtico
MTG-3	6,320	0,379	0,083	1,408	0,117	-0,761	Arena muy fina	1,260	0,003	0,056	-0,761	Muy bien clasificado	-2,452	Muy asimétr. gruesos	2,762	Muy leptocúrtico
MTG-4	9,824	0,276	0,040	2,525	0,102	-1,194	Arena muy fina	1,967	-0,001	0,044	-1,194	Muy bien clasificado	-3,541	Muy asimétr. gruesos	8,267	Extrema. leptocúrtico
MTG-5	4,804	0,312	0,110	1,665	0,183	-0,901	Arena muy fina	1,409	0,012	0,049	-0,901	Muy bien clasificado	-1,457	Muy asimétr. gruesos	4,253	Extrema. leptocúrtico
MTG-6	8,696	0,287	0,050	2,256	0,112	-1,139	Arena muy fina	1,667	-0,006	0,058	-1,139	Muy bien clasificado	-4,277	Muy asimétr. gruesos	6,552	Extrema. leptocúrtico
MTG-7	7,378	0,283	0,063	2,158	0,135	-1,164	Arena muy fina	1,427	0,002	0,064	-1,164	Muy bien clasificado	-3,575	Muy asimétr. gruesos	5,030	Extrema. leptocúrtico
MTG-8	9,023	0,283	0,047	2,335	0,109	-1,143	Arena muy fina	1,723	-0,007	0,058	-1,143	Muy bien clasificado	-5,004	Muy asimétr. gruesos	6,717	Extrema. leptocúrtico
MTG-9	8,248	0,298	0,054	2,094	0,114	-1,086	Arena muy fina	1,457	-0,003	0,061	-1,086	Muy bien clasificado	-3,988	Muy asimétr. gruesos	4,832	Extrema. leptocúrtico
MTG-10	9,597	0,278	0,042	2,473	0,104	-1,177	Arena muy fina	1,918	-0,007	0,052	-1,177	Muy bien clasificado	-4,525	Muy asimétr. gruesos	7,933	Extrema. leptocúrtico
MTG-11	10,457	0,276	0,036	2,605	0,095	-1,230	Arena muy fina	2,039	0,007	0,030	-1,230	Muy bien clasificado	-1,595	Muy asimétr. gruesos	8,931	Extrema. leptocúrtico
MTG-12	10,551	0,278	0,036	2,577	0,093	-1,249	Arena muy fina	2,014	0,010	0,024	-1,249	Muy bien clasificado	0,079	Simétrica	9,200	Extrema. leptocúrtico
MTG-13	4,519	0,314	0,118	1,633	0,192	-0,660	Arena muy fina	1,432	0,012	0,044	-0,660	Muy bien clasificado	0,309	Asimétr. finos	2,550	Muy leptocúrtico
MTG-14	5,396	0,347	0,099	1,519	0,150	-0,819	Arena muy fina	1,296	0,004	0,048	-0,819	Muy bien clasificado	-1,639	Muy asimétr. gruesos	3,118	Extrema. leptocúrtico
MTG-15	5,074	0,326	0,104	1,608	0,168	-0,892	Arena muy fina	1,364	0,007	0,057	-0,892	Muy bien clasificado	-2,017	Muy asimétr. gruesos	3,963	Extrema. leptocúrtico
MTG-16	5,735	0,291	0,088	1,905	0,167	-1,054	Arena muy fina	1,393	0,007	0,068	-1,054	Muy bien clasificado	-2,836	Muy asimétr. gruesos	4,539	Extrema. leptocúrtico
MTG-17	4,343	0,305	0,122	1,668	0,203	-0,682	Arena muy fina	1,452	0,009	0,053	-0,682	Muy bien clasificado	-0,001	Simétrica	2,714	Muy leptocúrtico
MTG-18	9,023	0,283	0,047	2,335	0,109	-1,120	Arena muy fina	1,714	-0,007	0,057	-1,120	Muy bien clasificado	-4,571	Muy asimétr. gruesos	6,372	Extrema. leptocúrtico
MTG-19	8,911	0,287	0,048	2,278	0,109	-1,104	Arena muy fina	1,650	-0,007	0,059	-1,104	Muy bien clasificado	-4,662	Muy asimétr. gruesos	5,939	Extrema. leptocúrtico
MTG-20	9,296	0,284	0,045	2,351	0,105	-1,137	Arena muy fina	1,800	-0,008	0,055	-1,137	Muy bien clasificado	-4,747	Muy asimétr. gruesos	7,111	Extrema. leptocúrtico
MTG-21	-0,837	-0,092	0,425	3,455	1,468	-1,610	Arena media	2,883	0,443	0,156	-1,610	Muy bien clasificado	5,312	Muy asimétr. finos	17,602	Extrema. leptocúrtico
MTG-22	3,377	0,257	0,149	1,843	0,275	-1,026	Arena fina	1,467	0,005	0,094	-1,026	Muy bien clasificado	-1,615	Muy asimétr. gruesos	5,207	Extrema. leptocúrtico
MTG-23	3,825	0,274	0,135	1,796	0,242	-0,997	Arena fina	1,497	0,004	0,085	-0,997	Muy bien clasificado	-1,880	Muy asimétr. gruesos	5,386	Extrema. leptocúrtico
MTG-24	4,782	0,318	0,111	1,631	0,181	-0,809	Arena muy fina	1,405	0,010	0,040	-0,809	Muy bien clasificado	-0,979	Muy asimétr. gruesos	3,598	Extrema. leptocúrtico
MTG-25	8,665	0,293	0,050	2,187	0,110	-1,080	Arena muy fina	1,581	-0,006	0,060	-1,080	Muy bien clasificado	-4,616	Muy asimétr. gruesos	5,489	Extrema. leptocúrtico

Dm: Diámetro medio; σ_m : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σ_g : Desviación geométrica; D σ : σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μ_z : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

Nº Muestra	Dm	σm	Dg	σg	Dσ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μz		Kg	
MTG-26	9,023	0,290	0,047	2,247	0,106	-1,087	Arena muy fina	1,656	-0,007	0,058	-1,087	Muy bien clasificado	-4,606	Muy asimétr. gruesos	5,900	Extrema. leptocúrtico
MTG-27	2,930	0,238	0,166	1,889	0,314	-0,952	Arena fina	1,426	0,009	0,100	-0,952	Muy bien clasificado	-0,787	Muy asimétr. gruesos	4,066	Extrema. leptocúrtico
MTG-28	3,648	0,294	0,144	1,654	0,238	-0,795	Arena fina	1,382	0,004	0,087	-0,795	Muy bien clasificado	0,045	Asimétr. finos	3,247	Extrema. leptocúrtico
MTG-29	3,503	0,296	0,150	1,629	0,244	-0,811	Arena fina	1,324	0,007	0,092	-0,811	Muy bien clasificado	-0,953	Muy asimétr. gruesos	2,996	Muy leptocúrtico
MTG-30	4,503	0,299	0,117	1,715	0,200	-0,907	Arena muy fina	1,483	0,007	0,068	-0,907	Muy bien clasificado	-2,649	Muy asimétr. gruesos	4,742	Extrema. leptocúrtico
MTG-31	4,746	0,322	0,112	1,604	0,180	-0,713	Arena muy fina	1,391	0,010	0,038	-0,713	Muy bien clasificado	0,010	Simétrico	2,858	Muy leptocúrtico
MTG-32	4,653	0,333	0,116	1,541	0,178	-0,792	Arena fina	1,205	-0,022	0,084	-0,792	Muy bien clasificado	-3,511	Muy asimétr. gruesos	2,077	Muy leptocúrtico
MTG-33	6,577	0,347	0,078	1,584	0,123	-0,901	Arena muy fina	1,293	0,003	0,062	-0,901	Muy bien clasificado	-2,687	Muy asimétr. gruesos	3,399	Extrema. leptocúrtico
MTG-34	4,602	0,306	0,115	1,685	0,193	-0,875	Arena muy fina	1,450	0,011	0,047	-0,875	Muy bien clasificado	-1,724	Muy asimétr. gruesos	4,305	Extrema. leptocúrtico
MTG-35	6,071	0,286	0,081	1,982	0,161	-1,139	Arena muy fina	1,377	0,006	0,068	-1,139	Muy bien clasificado	-4,011	Muy asimétr. gruesos	4,799	Extrema. leptocúrtico
MTG-36	4,020	0,297	0,131	1,679	0,220	-0,804	Arena fina	1,418	0,000	0,081	-0,804	Muy bien clasificado	-2,141	Muy asimétr. gruesos	3,486	Extrema. leptocúrtico
MTG-37	4,056	0,299	0,130	1,668	0,217	-0,719	Arena fina	1,440	0,001	0,076	-0,719	Muy bien clasificado	-1,073	Muy asimétr. gruesos	2,967	Muy leptocúrtico
MTG-38	4,528	0,311	0,117	1,649	0,193	-0,786	Arena muy fina	1,440	0,011	0,047	-0,786	Muy bien clasificado	-0,917	Muy asimétr. gruesos	3,607	Extrema. leptocúrtico
MTG-39	3,921	0,287	0,133	1,728	0,230	-0,915	Arena fina	1,477	0,003	0,080	-0,915	Muy bien clasificado	-1,586	Muy asimétr. gruesos	4,710	Extrema. leptocúrtico
MTG-40	4,049	0,293	0,130	1,705	0,221	-0,836	Arena fina	1,468	0,003	0,074	-0,836	Muy bien clasificado	-1,504	Muy asimétr. gruesos	4,018	Extrema. leptocúrtico
MTG-41	4,366	0,303	0,121	1,679	0,203	-0,793	Arena muy fina	1,469	0,006	0,059	-0,793	Muy bien clasificado	-1,327	Muy asimétr. gruesos	3,741	Extrema. leptocúrtico
MTG-42	4,251	0,298	0,124	1,696	0,210	-0,795	Arena fina	1,471	0,005	0,065	-0,795	Muy bien clasificado	-1,374	Muy asimétr. gruesos	3,711	Extrema. leptocúrtico
MTG-43	3,608	0,285	0,144	1,698	0,245	-0,843	Arena fina	1,395	0,004	0,091	-0,843	Muy bien clasificado	-0,914	Muy asimétr. gruesos	3,569	Extrema. leptocúrtico
MTG-44	4,135	0,299	0,128	1,678	0,214	-0,746	Arena fina	1,453	0,002	0,072	-0,746	Muy bien clasificado	-1,206	Muy asimétr. gruesos	3,228	Extrema. leptocúrtico
MTG-45	4,343	0,305	0,122	1,668	0,203	-0,732	Arena muy fina	1,451	0,007	0,059	-0,732	Muy bien clasificado	-0,717	Muy asimétr. gruesos	3,142	Extrema. leptocúrtico
MTG-46	4,570	0,301	0,115	1,715	0,197	-0,919	Arena muy fina	1,476	0,011	0,060	-0,919	Muy bien clasificado	-2,339	Muy asimétr. gruesos	4,795	Extrema. leptocúrtico
MTG-47	4,926	0,317	0,107	1,650	0,177	-0,913	Arena muy fina	1,429	0,011	0,061	-0,913	Muy bien clasificado	-2,156	Muy asimétr. gruesos	4,578	Extrema. leptocúrtico
MTG-48	4,273	0,297	0,123	1,708	0,210	-0,852	Arena fina	1,475	0,004	0,066	-0,852	Muy bien clasificado	-2,105	Muy asimétr. gruesos	4,206	Extrema. leptocúrtico
MTG-49	4,093	0,302	0,129	1,656	0,214	-0,738	Arena fina	1,418	0,000	0,077	-0,738	Muy bien clasificado	-1,445	Muy asimétr. gruesos	3,030	Extrema. leptocúrtico
MTG-50	4,642	0,305	0,113	1,693	0,192	-0,908	Arena muy fina	1,469	0,012	0,057	-0,908	Muy bien clasificado	-2,055	Muy asimétr. gruesos	4,717	Extrema. leptocúrtico

Dm: Diámetro medio; σ_m : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σ_g : Desviación geométrica; D σ : σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μ_z : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

N° Muestra	Dm	σm	Dg	σg	Dσ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μz		Kg	
MTG-51	3,996	0,304	0,133	1,637	0,217	-0,653	Arena fina	1,411	0,000	0,078	-0,653	Muy bien clasificado	-0,716	Muy asimétr. gruesos	2,380	Muy leptocúrtico
MTG-52	5,074	0,326	0,104	1,608	0,168	-0,897	Arena muy fina	1,359	0,007	0,057	-0,897	Muy bien clasificado	-1,978	Muy asimétr. gruesos	3,950	Extrema. leptocúrtico
MTG-53	4,270	0,293	0,123	1,728	0,212	-0,893	Arena muy fina	1,497	0,008	0,063	-0,893	Muy bien clasificado	-2,197	Muy asimétr. gruesos	4,670	Extrema. leptocúrtico
MTG-54	4,442	0,289	0,117	1,775	0,208	-1,025	Arena muy fina	1,509	0,016	0,063	-1,025	Muy bien clasificado	-1,556	Muy asimétr. gruesos	5,843	Extrema. leptocúrtico
MTG-55	0,617	2,311	0,365	0,523	0,191	0,000	Arena fina	1,441	0,012	0,046	0,000	Muy bien clasificado	-4,729	Muy asimétr. gruesos	3,973	Extrema. leptocúrtico
MTG-56	4,063	0,285	0,128	1,756	0,225	-0,957	Arena fina	1,514	0,007	0,071	-0,957	Muy bien clasificado	-1,758	Muy asimétr. gruesos	5,310	Extrema. leptocúrtico
MTG-57	4,277	0,287	0,122	1,765	0,215	-0,991	Arena muy fina	1,523	0,008	0,074	-0,991	Muy bien clasificado	-2,701	Muy asimétr. gruesos	5,686	Extrema. leptocúrtico
MTG-58	4,413	0,300	0,119	1,703	0,203	-0,869	Arena muy fina	1,478	0,009	0,056	-0,869	Muy bien clasificado	-1,955	Muy asimétr. gruesos	4,403	Extrema. leptocúrtico
MTG-59	4,281	0,303	0,123	1,668	0,206	-0,740	Arena muy fina	1,455	0,006	0,062	-0,740	Muy bien clasificado	-0,852	Muy asimétr. gruesos	3,229	Extrema. leptocúrtico
MTG-60	4,216	0,299	0,125	1,689	0,211	-0,765	Arena fina	1,467	0,007	0,063	-0,765	Muy bien clasificado	-0,941	Muy asimétr. gruesos	3,446	Extrema. leptocúrtico
MTG-61	4,545	0,302	0,116	1,702	0,197	-0,901	Arena muy fina	1,476	0,009	0,057	-0,901	Muy bien clasificado	-2,363	Muy asimétr. gruesos	4,679	Extrema. leptocúrtico
MTG-62	4,898	0,319	0,108	1,638	0,177	-0,894	Arena muy fina	1,400	0,009	0,052	-0,894	Muy bien clasificado	-1,704	Muy asimétr. gruesos	4,207	Extrema. leptocúrtico
MTG-63	4,736	0,315	0,112	1,645	0,184	-0,860	Arena muy fina	1,428	0,012	0,041	-0,860	Muy bien clasificado	-1,577	Muy asimétr. gruesos	4,151	Extrema. leptocúrtico
MTG-64	4,520	0,304	0,117	1,690	0,197	-0,872	Arena muy fina	1,467	0,012	0,050	-0,872	Muy bien clasificado	-1,716	Muy asimétr. gruesos	4,393	Extrema. leptocúrtico
MTG-65	3,437	0,264	0,148	1,804	0,267	-0,945	Arena fina	1,464	0,005	0,091	-0,945	Muy bien clasificado	-0,931	Muy asimétr. gruesos	4,598	Extrema. leptocúrtico
MTG-66	2,921	0,229	0,164	1,958	0,322	-1,019	Arena fina	1,474	0,007	0,096	-1,019	Muy bien clasificado	-0,164	Asimétrica a gruesos	4,820	Extrema. leptocúrtico
MTG-67	3,840	0,289	0,136	1,703	0,232	-0,822	Arena fina	1,461	0,003	0,080	-0,822	Muy bien clasificado	-0,493	Muy asimétr. gruesos	3,855	Extrema. leptocúrtico
MTG-68	2,885	0,261	0,173	1,732	0,300	-0,825	Arena fina	1,356	0,009	0,099	-0,825	Muy bien clasificado	-0,227	Asimétrica a gruesos	3,033	Extrema. leptocúrtico
MTG-69	3,138	0,304	0,167	1,546	0,258	-0,723	Arena fina	1,309	0,008	0,090	-0,723	Muy bien clasificado	-0,173	Asimétrica a gruesos	2,562	Muy leptocúrtico
MTG-70	4,048	0,281	0,128	1,780	0,228	-0,989	Arena fina	1,525	0,005	0,075	-0,989	Muy bien clasificado	-2,132	Muy asimétr. gruesos	5,620	Extrema. leptocúrtico
MTG-71	4,054	0,287	0,129	1,740	0,224	-0,943	Arena fina	1,505	0,004	-0,522	-0,943	Muy bien clasificado	-1,452	Muy asimétr. gruesos	5,163	Extrema. leptocúrtico
MTG-72	3,870	0,277	0,134	1,781	0,238	-0,964	Arena fina	1,511	0,005	0,080	-0,964	Muy bien clasificado	-1,596	Muy asimétr. gruesos	5,251	Extrema. leptocúrtico
MTG-73	4,242	0,301	0,124	1,681	0,209	-0,816	Arena fina	1,462	0,002	0,069	-0,816	Muy bien clasificado	-1,984	Muy asimétr. gruesos	3,896	Extrema. leptocúrtico
MTG-74	4,559	0,303	0,115	1,698	0,196	-0,912	Arena muy fina	1,472	0,012	0,056	-0,912	Muy bien clasificado	-2,258	Muy asimétr. gruesos	4,766	Extrema. leptocúrtico
MTG-75	4,567	0,310	0,116	1,656	0,192	-0,826	Arena muy fina	1,445	0,011	0,047	-0,826	Muy bien clasificado	-1,317	Muy asimétr. gruesos	3,955	Extrema. leptocúrtico

Dm: Diámetro medio; σ_m : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σ_g : Desviación geométrica; D σ ; σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μ_z : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

Nº Muestra	Dm	σm	Dg	σg	Dσ	σ		S0	Kr	Idg	Ski		μz		Kg	
MTG-76	4,093	0,302	0,129	1,656	0,214	-0,729	Arena fina	1,425	0,000	0,076	-0,729	Muy bien clasificado	-1,294	Muy asimétr. gruesos	3,003	Extrema. leptocúrtico
MTG-77	4,173	0,277	0,124	1,819	0,225	-1,116	Arena muy fina	1,549	0,012	0,075	-1,116	Muy bien clasificado	-1,694	Muy asimétr. gruesos	6,961	Extrema. leptocúrtico
MTG-78	4,468	0,304	0,118	1,686	0,199	-0,862	Arena muy fina	1,476	0,012	0,050	-0,862	Muy bien clasificado	-1,628	Muy asimétr. gruesos	4,383	Extrema. leptocúrtico
MTG-79	4,209	0,292	0,124	1,728	0,215	-0,879	Arena fina	1,482	0,002	0,073	-0,879	Muy bien clasificado	-2,598	Muy asimétr. gruesos	4,428	Extrema. leptocúrtico
MTG-80	4,455	0,290	0,117	1,771	0,207	-1,019	Arena muy fina	1,526	0,012	0,076	-1,019	Muy bien clasificado	-2,987	Muy asimétr. gruesos	5,960	Extrema. leptocúrtico
MTG-81	7,218	0,319	0,067	1,816	0,122	-1,027	Arena muy fina	1,313	0,003	0,064	-1,027	Muy bien clasificado	-3,500	Muy asimétr. gruesos	3,770	Extrema. leptocúrtico
MTG-82	4,754	0,272	0,107	1,940	0,207	-1,087	Arena muy fina	1,562	-0,001	0,102	-1,087	Muy bien clasificado	-4,991	Muy asimétr. gruesos	6,308	Extrema. leptocúrtico
MTG-83	10,883	0,277	0,034	2,631	0,090	-1,241	Arena muy fina	2,044	0,009	0,024	-1,241	Muy bien clasificado	-0,146	Asimétrica a gruesos	9,020	Extrema. leptocúrtico
MTG-84	6,135	0,350	0,085	1,543	0,131	-0,887	Arena muy fina	1,300	0,004	0,060	-0,887	Muy bien clasificado	-2,561	Muy asimétr. gruesos	3,502	Extrema. leptocúrtico
MTG-85	5,303	0,330	0,100	1,606	0,160	-0,920	Arena muy fina	1,326	0,005	0,062	-0,920	Muy bien clasificado	-2,195	Muy asimétr. gruesos	3,784	Extrema. leptocúrtico
MTG-86	6,889	0,334	0,072	1,684	0,122	-0,952	Arena muy fina	1,297	0,003	0,061	-0,952	Muy bien clasificado	-3,015	Muy asimétr. gruesos	3,477	Extrema. leptocúrtico
MTG-87	8,270	0,292	0,054	2,154	0,116	-1,143	Arena muy fina	1,528	-0,004	0,062	-1,143	Muy bien clasificado	-4,233	Muy asimétr. gruesos	5,802	Extrema. leptocúrtico
MTG-88	6,010	0,270	0,081	2,121	0,171	-1,166	Arena muy fina	1,398	0,007	0,069	-1,166	Muy bien clasificado	-3,022	Muy asimétr. gruesos	4,857	Extrema. leptocúrtico
MTG-89	8,560	0,289	0,051	2,217	0,113	-1,132	Arena muy fina	1,577	-0,006	0,061	-1,132	Muy bien clasificado	-4,462	Muy asimétr. gruesos	5,906	Extrema. leptocúrtico
MTG-90	5,353	0,260	0,092	2,130	0,195	-1,174	Arena muy fina	1,534	0,014	0,077	-1,174	Muy bien clasificado	-3,434	Muy asimétr. gruesos	6,254	Extrema. leptocúrtico
MTG-91	4,559	0,303	0,115	1,698	0,196	-0,883	Arena muy fina	1,468	0,012	0,048	-0,883	Muy bien clasificado	-1,749	Muy asimétr. gruesos	4,470	Extrema. leptocúrtico
MTG-92	4,356	0,293	0,120	1,740	0,209	-0,915	Arena muy fina	1,500	0,011	0,056	-0,915	Muy bien clasificado	-2,055	Muy asimétr. gruesos	4,850	Extrema. leptocúrtico
MTG-93	7,078	0,338	0,070	1,669	0,117	-0,913	Arena muy fina	1,279	0,003	0,060	-0,913	Muy bien clasificado	-2,870	Muy asimétr. gruesos	3,107	Extrema. leptocúrtico
MTG-94	7,604	0,263	0,058	2,424	0,141	-1,302	Arena muy fina	1,628	-0,003	0,065	-1,302	Muy bien clasificado	-3,693	Muy asimétr. gruesos	7,518	Extrema. leptocúrtico
MTG-95	4,285	0,282	0,121	1,804	0,218	-1,073	Arena muy fina	1,530	0,019	0,052	-1,073	Muy bien clasificado	-0,683	Muy asimétr. gruesos	6,406	Extrema. leptocúrtico
MTG-96	7,726	0,308	0,060	1,951	0,118	-1,066	Arena muy fina	1,320	0,003	0,062	-1,066	Muy bien clasificado	-3,661	Muy asimétr. gruesos	3,765	Extrema. leptocúrtico
MTG-97	6,006	0,378	0,088	1,403	0,124	-0,787	Arena muy fina	1,285	0,003	0,056	-0,787	Muy bien clasificado	-2,146	Muy asimétr. gruesos	3,168	Extrema. leptocúrtico
MTG-98	5,178	0,333	0,103	1,579	0,162	-0,875	Arena muy fina	1,312	0,004	0,051	-0,875	Muy bien clasificado	-1,652	Muy asimétr. gruesos	3,448	Extrema. leptocúrtico
MTG-99	6,006	0,378	0,088	1,403	0,124	-0,787	Arena muy fina	1,280	0,003	0,056	-0,787	Muy bien clasificado	-2,071	Muy asimétr. gruesos	3,113	Extrema. leptocúrtico
MTG-100	6,100	0,383	0,087	1,380	0,120	-0,760	Arena muy fina	1,272	0,002	0,055	-0,760	Muy bien clasificado	-2,140	Muy asimétr. gruesos	2,948	Muy leptocúrtico

Dm: Diámetro medio; σ_m : Desviación Media; Dg: Tamaño medio geométrico; σ_g : Desviación geométrica; D σ : σ : Desviación Estandar; S0: Índice de Trask; Kr: Índice de Krumbein; Idg: Índice de Dispersión Global; Ski: Grado de Asimetría; μ_z : Tamaño gráfico Promedio; Kg: Kurtosis

Tabla 9, Parámetros hidráulicos de Cuevas de Ayllón (I)

N° Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
CUG-1	Braided Arenoso I	7,30E-05	6,29E+00	2,60E-01	3,56E+03	3,23E+01	4,42E+05	3,49E-04	2,85E-04	1,16E-03	9,51E-04	6,01E-01	2,50E+05
CUG-2	Braided Arenoso I	8,20E-05	8,92E+00	2,60E-01	3,17E+03	4,47E+01	5,46E+05	3,30E-04	2,69E-04	1,10E-03	8,97E-04	6,10E-01	2,53E+05
CUG-3	Braided Arenoso I	1,80E-04	9,43E+01	3,10E-01	1,72E+03	4,47E+01	2,49E+05	2,22E-04	1,82E-04	7,41E-04	6,05E-04	4,69E-01	2,53E+05
CUG-4	Braided Arenoso I	1,47E-04	5,14E+01	8,50E-01	5,78E+03	4,47E+01	3,04E+05	2,46E-04	2,01E-04	8,20E-04	6,70E-04	2,98E-01	7,30E+05
CUG-5	Braided Arenoso I	1,25E-04	3,16E+01	8,50E-01	6,80E+03	4,47E+01	3,58E+05	2,67E-04	2,18E-04	8,90E-04	7,26E-04	3,06E-01	7,50E+05
CUG-6	Braided Arenoso I	8,20E-05	8,92E+00	1,80E-01	2,20E+03	2,71E+01	3,30E+05	3,30E-04	2,69E-04	1,10E-03	8,97E-04	6,90E-01	1,65E+05
CUG-7	Braided Arenoso II	1,53E-04	5,79E+01	1,20E-01	7,84E+02	2,44E+01	1,60E+05	2,41E-04	1,97E-04	8,04E-04	6,57E-04	7,99E-01	1,04E+05
CUG-8	Braided Arenoso II	1,43E-04	4,73E+01	2,20E-01	1,54E+03	2,44E+01	1,71E+05	2,50E-04	2,04E-04	8,32E-04	6,79E-04	5,97E-01	1,93E+05
CUG-9	Braided Arenoso II	1,54E-04	5,91E+01	1,80E-01	1,17E+03	2,44E+01	1,59E+05	2,40E-04	1,96E-04	8,02E-04	6,54E-04	6,43E-01	1,54E+05
CUG-10	Braided Arenoso II	1,56E-04	6,14E+01	3,70E-01	2,37E+03	1,38E+01	8,87E+04	2,39E-04	1,95E-04	7,96E-04	6,50E-04	4,48E-01	3,16E+05
CUG-11	Braided Arenoso II	1,37E-04	4,16E+01	3,40E-01	2,48E+03	1,38E+01	1,01E+05	2,55E-04	2,08E-04	8,50E-04	6,94E-04	4,89E-01	3,03E+05
CUG-12	Braided Arenoso II	1,50E-04	5,46E+01	3,40E-01	2,27E+03	2,02E+01	1,35E+05	2,44E-04	1,99E-04	8,12E-04	6,63E-04	4,68E-01	2,91E+05
CUG-13	Braided Arenoso II	1,30E-04	3,55E+01	3,20E-01	2,46E+03	2,02E+01	1,55E+05	2,62E-04	2,14E-04	8,72E-04	7,12E-04	4,79E-01	2,72E+05
CUG-14	Braided Arenoso II	1,08E-04	2,04E+01	3,30E-01	3,06E+03	2,02E+01	1,87E+05	2,87E-04	2,34E-04	9,57E-04	7,82E-04	5,27E-01	3,13E+05
CUG-15	Braided Arenoso II	1,07E-04	1,98E+01	3,30E-01	3,08E+03	2,02E+01	1,89E+05	2,88E-04	2,36E-04	9,62E-04	7,85E-04	5,26E-01	3,12E+05
CUG-16	Braided Arenoso II	2,04E-04	1,37E+02	6,00E-01	2,94E+03	1,15E+01	5,65E+04	2,09E-04	1,71E-04	6,96E-04	5,69E-04	3,04E-01	4,43E+05
CUG-17	Braided Arenoso II	1,57E-04	6,26E+01	6,00E-01	3,82E+03	1,15E+01	7,34E+04	2,38E-04	1,94E-04	7,94E-04	6,48E-04	3,23E-01	4,70E+05
CUG-18	Braided Arenoso II	1,48E-04	5,24E+01	1,50E-01	1,01E+03	1,05E+01	7,09E+04	2,45E-04	2,00E-04	8,18E-04	6,68E-04	6,38E-01	1,16E+05
CUG-19	Braided Arenoso II	1,14E-04	2,40E+01	9,00E-02	7,89E+02	1,24E+01	1,08E+05	2,79E-04	2,28E-04	9,32E-04	7,61E-04	8,66E-01	7,32E+04
CUG-20	Braided Arenoso II	1,47E-04	5,14E+01	3,00E-01	2,04E+03	2,38E+01	1,62E+05	2,46E-04	2,01E-04	8,20E-04	6,70E-04	4,76E-01	2,45E+05
CUG-21	Braided Arenoso II	1,36E-04	4,07E+01	3,90E-01	2,87E+03	2,38E+01	1,75E+05	2,56E-04	2,09E-04	8,53E-04	6,96E-04	4,24E-01	3,23E+05
CUG-22	Braided Arenoso II	1,17E-04	2,59E+01	4,80E-01	4,10E+03	2,38E+01	2,03E+05	2,76E-04	2,25E-04	9,20E-04	7,51E-04	3,96E-01	4,12E+05
CUG-23	Braided Arenoso I	1,51E-04	5,57E+01	7,30E-01	4,83E+03	3,88E+01	2,57E+05	2,43E-04	1,98E-04	8,09E-04	6,61E-04	3,03E-01	5,91E+05
CUG-24	Braided Arenoso I	1,08E-04	2,04E+01	1,00E-01	9,26E+02	3,88E+01	3,59E+05	2,87E-04	2,34E-04	9,57E-04	7,82E-04	8,83E-01	8,74E+04
CUG-25	Braided Arenoso I	1,27E-04	3,31E+01	1,00E-01	7,87E+02	3,88E+01	3,05E+05	2,65E-04	2,16E-04	8,83E-04	7,21E-04	8,48E-01	8,39E+04

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación; Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

N° Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
CUG-26	Braided Arenoso I	1,43E-04	4,73E+01	3,50E-01	2,45E+03	3,88E+01	2,71E+05	2,50E-04	2,04E-04	8,32E-04	6,79E-04	4,75E-01	3,08E+05
CUG-27	Braided Arenoso I	1,58E-04	6,38E+01	1,15E+00	7,28E+03	3,88E+01	2,45E+05	2,37E-04	1,94E-04	7,91E-04	6,46E-04	2,56E-01	9,90E+05
CUG-28	Braided Arenoso I	1,53E-04	5,79E+01	1,15E+00	7,52E+03	3,88E+01	2,53E+05	2,41E-04	1,97E-04	8,04E-04	6,57E-04	2,58E-01	9,96E+05
CUG-29	Braided Arenoso I	7,90E-05	7,97E+00	3,00E-01	3,80E+03	3,92E+01	4,96E+05	3,36E-04	2,74E-04	1,12E-03	9,14E-04	5,71E-01	2,94E+05
CUG-30	Braided Arenoso I	1,34E-04	3,89E+01	1,80E-01	1,34E+03	4,37E+01	3,26E+05	2,58E-04	2,10E-04	8,59E-04	7,02E-04	6,66E-01	1,59E+05
CUG-31	Braided Arenoso I	1,34E-04	3,89E+01	4,20E-01	3,13E+03	4,37E+01	3,26E+05	2,58E-04	2,10E-04	8,59E-04	7,02E-04	4,36E-01	3,71E+05
CUG-32	Braided Arenoso I	1,32E-04	3,72E+01	5,00E-01	3,79E+03	4,61E+01	3,49E+05	2,60E-04	2,12E-04	8,66E-04	7,07E-04	4,02E-01	4,45E+05
CUG-33	Braided Arenoso I	1,42E-04	4,63E+01	2,00E-01	1,41E+03	4,61E+01	3,25E+05	2,50E-04	2,04E-04	8,35E-04	6,82E-04	6,31E-01	1,77E+05
CUG-34	Braided Arenoso I	1,09E-04	2,09E+01	1,50E-01	1,38E+03	3,92E+01	3,60E+05	2,86E-04	2,33E-04	9,53E-04	7,78E-04	7,56E-01	1,37E+05
CUG-35	Braided Arenoso I	7,50E-05	6,82E+00	6,00E-01	8,00E+03	3,92E+01	5,23E+05	3,45E-04	2,81E-04	1,15E-03	9,38E-04	4,09E-01	5,95E+05
CUG-36	Braided Arenoso I	6,60E-05	4,65E+00	6,00E-01	9,09E+03	3,92E+01	5,94E+05	3,67E-04	3,00E-04	1,22E-03	1,00E-03	4,21E-01	6,12E+05
CUG-37	Braided Arenoso I	1,13E-04	2,33E+01	1,50E-01	1,33E+03	3,34E+01	2,96E+05	2,81E-04	2,29E-04	9,36E-04	7,64E-04	7,53E-01	1,37E+05
CUG-38	Braided Arenoso I	9,60E-05	1,43E+01	3,00E-01	3,13E+03	3,34E+01	3,48E+05	3,05E-04	2,49E-04	1,02E-03	8,29E-04	5,55E-01	2,85E+05
CUG-39	Braided Arenoso I	8,70E-05	1,06E+01	2,10E-01	2,41E+03	3,34E+01	3,84E+05	3,20E-04	2,61E-04	1,07E-03	8,71E-04	6,77E-01	2,04E+05
CUG-40	Braided Arenoso I	8,70E-05	1,06E+01	2,50E-01	2,87E+03	3,34E+01	3,84E+05	3,20E-04	2,61E-04	1,07E-03	8,71E-04	6,20E-01	2,43E+05
CUG-41	Braided Arenoso I	9,10E-05	1,22E+01	1,00E-01	1,10E+03	3,34E+01	3,67E+05	3,13E-04	2,55E-04	1,04E-03	8,51E-04	9,72E-01	9,62E+04
CUG-42	Braided Arenoso I	9,10E-05	1,22E+01	8,00E-02	8,79E+02	3,34E+01	3,67E+05	3,13E-04	2,55E-04	1,04E-03	8,51E-04	1,09E+00	7,70E+04
CUG-43	Braided Arenoso I	8,70E-05	1,06E+01	8,00E-02	9,20E+02	3,34E+01	3,84E+05	3,20E-04	2,61E-04	1,07E-03	8,71E-04	1,10E+00	7,77E+04
CUG-44	Braided Arenoso I	1,49E-04	5,35E+01	3,50E-01	2,35E+03	3,34E+01	2,24E+05	2,44E-04	2,00E-04	8,15E-04	6,65E-04	4,72E-01	3,06E+05
CUG-45	Braided Arenoso I	1,34E-04	3,89E+01	3,50E-01	2,61E+03	3,34E+01	2,50E+05	2,58E-04	2,10E-04	8,59E-04	7,02E-04	4,88E-01	3,16E+05
CUG-46	Braided Arenoso I	1,12E-04	2,27E+01	4,20E-01	3,75E+03	5,30E+01	4,74E+05	2,82E-04	2,30E-04	9,40E-04	7,67E-04	4,57E-01	3,89E+05
CUG-47	Braided Arenoso I	1,11E-04	2,21E+01	4,20E-01	3,78E+03	5,30E+01	4,78E+05	2,83E-04	2,31E-04	9,44E-04	7,71E-04	4,63E-01	3,95E+05
CUG-48	Braided Arenoso I	1,18E-04	2,66E+01	2,40E-01	2,03E+03	5,30E+01	4,49E+05	2,75E-04	2,24E-04	9,16E-04	7,48E-04	6,09E-01	2,24E+05
CUG-49	Braided Arenoso I	1,27E-04	3,31E+01	2,70E-01	2,13E+03	5,30E+01	4,18E+05	2,65E-04	2,16E-04	8,83E-04	7,21E-04	5,63E-01	2,47E+05
CUG-50	Braided Arenoso I	1,02E-04	1,72E+01	1,50E-01	1,47E+03	5,30E+01	5,20E+05	2,95E-04	2,41E-04	9,85E-04	8,04E-04	7,98E-01	1,45E+05

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación; Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

N° Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
CUG-51	Braided Arenoso I	1,22E-04	2,94E+01	4,50E-01	3,69E+03	5,30E+01	4,35E+05	2,70E-04	2,21E-04	9,01E-04	7,35E-04	4,41E-01	4,17E+05
CUG-52	Braided Arenoso I	1,46E-04	5,03E+01	4,50E-01	3,08E+03	5,30E+01	3,63E+05	2,47E-04	2,02E-04	8,23E-04	6,72E-04	4,07E-01	3,84E+05
CUG-53	Braided Arenoso I	1,14E-04	2,40E+01	7,00E-01	6,14E+03	4,21E+01	3,69E+05	2,79E-04	2,28E-04	9,32E-04	7,61E-04	3,33E-01	6,10E+05
CUG-54	Braided Arenoso I	1,18E-04	2,66E+01	7,00E-01	5,93E+03	4,21E+01	3,57E+05	2,75E-04	2,24E-04	9,16E-04	7,48E-04	3,30E-01	6,05E+05
CUG-55	Braided Arenoso II	1,10E-04	2,15E+01	2,00E-01	1,82E+03	3,69E+01	3,35E+05	2,85E-04	2,32E-04	9,48E-04	7,74E-04	6,09E-01	1,70E+05
CUG-56	Braided Arenoso II	1,01E-04	1,67E+01	1,60E-01	1,58E+03	5,19E+01	5,14E+05	2,97E-04	2,42E-04	9,90E-04	8,08E-04	6,78E-01	1,36E+05
CUG-57	Braided Arenoso I	1,09E-04	2,09E+01	2,20E-01	2,02E+03	3,34E+01	3,07E+05	2,86E-04	2,33E-04	9,53E-04	7,78E-04	6,01E-01	1,94E+05
CUG-58	Braided Arenoso II	9,60E-05	1,43E+01	2,20E-01	2,29E+03	3,69E+01	3,84E+05	3,05E-04	2,49E-04	1,02E-03	8,29E-04	6,00E-01	1,94E+05
CUG-59	Braided Arenoso II	1,06E-04	1,93E+01	1,70E-01	1,60E+03	3,69E+01	3,48E+05	2,90E-04	2,37E-04	9,66E-04	7,89E-04	6,65E-01	1,46E+05
CUG-60	Braided Arenoso II	9,10E-05	1,22E+01	5,80E-01	6,37E+03	2,08E+01	2,28E+05	3,13E-04	2,55E-04	1,04E-03	8,51E-04	3,74E-01	5,17E+05
CUG-61	Braided Arenoso II	1,02E-04	1,72E+01	5,80E-01	5,69E+03	2,08E+01	2,03E+05	2,95E-04	2,41E-04	9,85E-04	8,04E-04	3,64E-01	5,04E+05
CUG-62	Braided Arenoso II	1,34E-04	3,89E+01	4,50E-01	3,36E+03	5,19E+01	3,87E+05	2,58E-04	2,10E-04	8,59E-04	7,02E-04	3,96E-01	3,74E+05
CUG-63	Braided Arenoso II	1,13E-04	2,33E+01	4,00E-01	3,54E+03	5,19E+01	4,59E+05	2,81E-04	2,29E-04	9,36E-04	7,64E-04	4,38E-01	3,47E+05
CUG-64	Braided Arenoso II	1,11E-04	2,21E+01	2,90E-01	2,61E+03	2,05E+01	1,85E+05	2,83E-04	2,31E-04	9,44E-04	7,71E-04	5,05E-01	2,47E+05
CUG-65	Braided Mixto	1,54E-04	5,91E+01	1,90E-01	1,23E+03	5,36E+01	3,48E+05	2,40E-04	1,96E-04	8,02E-04	6,54E-04	6,22E-01	1,61E+05
CUG-66	Braided Mixto	1,20E-04	2,79E+01	1,50E-01	1,25E+03	5,36E+01	4,47E+05	2,72E-04	2,22E-04	9,08E-04	7,41E-04	7,36E-01	1,34E+05
CUG-67	Braided Mixto	1,53E-04	5,79E+01	8,00E-02	5,23E+02	5,36E+01	3,50E+05	2,41E-04	1,97E-04	8,04E-04	6,57E-04	9,70E-01	6,87E+04
CUG-68	Braided Mixto	1,50E-04	5,46E+01	2,80E-01	1,87E+03	5,36E+01	3,57E+05	2,44E-04	1,99E-04	8,12E-04	6,63E-04	5,19E-01	2,41E+05
CUG-69	Braided Mixto	9,30E-05	1,30E+01	1,40E-01	1,51E+03	5,36E+01	5,76E+05	3,09E-04	2,53E-04	1,03E-03	8,42E-04	7,71E-01	1,26E+05
CUG-70	Braided Arenoso II	1,20E-04	2,79E+01	2,40E-01	2,00E+03	4,38E+01	3,65E+05	2,72E-04	2,22E-04	9,08E-04	7,41E-04	5,22E-01	1,92E+05
CUG-71	Braided Arenoso II	9,60E-05	1,43E+01	2,00E-01	2,08E+03	4,38E+01	4,56E+05	3,05E-04	2,49E-04	1,02E-03	8,29E-04	6,20E-01	1,74E+05
CUG-72	Braided Arenoso II	9,30E-05	1,30E+01	3,60E-01	3,87E+03	4,38E+01	4,71E+05	3,09E-04	2,53E-04	1,03E-03	8,42E-04	4,55E-01	3,07E+05
CUG-73	Braided Arenoso II	1,58E-04	6,38E+01	2,60E-01	1,65E+03	5,07E+01	3,21E+05	2,37E-04	1,94E-04	7,91E-04	6,46E-04	5,29E-01	2,19E+05
CUG-74	Braided Arenoso II	1,29E-04	3,47E+01	2,40E-01	1,86E+03	5,07E+01	3,93E+05	2,63E-04	2,15E-04	8,76E-04	7,15E-04	5,76E-01	2,12E+05
CUG-75	Braided Arenoso II	1,06E-04	1,93E+01	1,00E-01	9,43E+02	4,38E+01	4,13E+05	2,90E-04	2,37E-04	9,66E-04	7,89E-04	9,26E-01	9,17E+04

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación;
Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

N° Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
CUG-76	Braided Arenoso II	1,03E-04	1,77E+01	9,00E-02	8,74E+02	4,38E+01	4,25E+05	2,94E-04	2,40E-04	9,80E-04	8,00E-04	9,82E-01	8,30E+04
CUG-77	Braided Arenoso II	1,31E-04	3,64E+01	8,00E-02	6,11E+02	4,38E+01	3,34E+05	2,61E-04	2,13E-04	8,69E-04	7,10E-04	9,88E-01	7,00E+04
CUG-78	Braided Arenoso II	1,12E-04	2,27E+01	9,00E-02	8,04E+02	4,38E+01	3,91E+05	2,82E-04	2,30E-04	9,40E-04	7,67E-04	9,65E-01	8,15E+04
CUG-79	Braided Arenoso II	1,39E-04	4,34E+01	2,80E-01	2,01E+03	4,38E+01	3,15E+05	2,53E-04	2,07E-04	8,44E-04	6,89E-04	5,22E-01	2,42E+05
CUG-80	Braided Arenoso II	1,30E-04	3,55E+01	1,80E-01	1,38E+03	4,38E+01	3,37E+05	2,62E-04	2,14E-04	8,72E-04	7,12E-04	6,32E-01	1,51E+05
CUG-81	Braided Arenoso II	9,90E-05	1,57E+01	4,30E-01	4,34E+03	4,38E+01	4,43E+05	3,00E-04	2,45E-04	1,00E-03	8,16E-04	4,35E-01	3,84E+05
CUG-82	Braided Arenoso II	1,09E-04	2,09E+01	2,60E-01	2,39E+03	4,38E+01	4,02E+05	2,86E-04	2,33E-04	9,53E-04	7,78E-04	5,48E-01	2,27E+05
CUG-83	Braided Arenoso II	1,04E-04	1,82E+01	2,00E-01	1,92E+03	4,38E+01	4,21E+05	2,93E-04	2,39E-04	9,75E-04	7,96E-04	6,31E-01	1,77E+05
CUG-84	Braided Arenoso II	1,17E-04	2,59E+01	2,50E-01	2,14E+03	4,38E+01	3,74E+05	2,76E-04	2,25E-04	9,20E-04	7,51E-04	5,49E-01	2,15E+05
CUG-85	Braided Arenoso II	1,30E-04	3,55E+01	2,20E-01	1,69E+03	4,38E+01	3,37E+05	2,62E-04	2,14E-04	8,72E-04	7,12E-04	5,72E-01	1,85E+05
CUG-86	Braided Arenoso II	1,32E-04	3,72E+01	2,50E-01	1,89E+03	4,38E+01	3,32E+05	2,60E-04	2,12E-04	8,66E-04	7,07E-04	5,62E-01	2,20E+05
CUG-87	Bridged Mixto	1,40E-04	4,44E+01	4,50E-01	3,21E+03	2,54E+01	1,81E+05	2,52E-04	2,06E-04	8,41E-04	6,86E-04	3,82E-01	3,61E+05
CUG-88	Bridged Mixto	1,50E-04	5,46E+01	5,00E-01	3,33E+03	2,54E+01	1,69E+05	2,44E-04	1,99E-04	8,12E-04	6,63E-04	3,57E-01	3,95E+05
CUG-89	Bridged Mixto	1,52E-04	5,68E+01	2,50E-01	1,64E+03	4,04E+01	2,65E+05	2,42E-04	1,98E-04	8,07E-04	6,59E-04	5,04E-01	1,97E+05
CUG-90	Bridged Mixto	1,37E-04	4,16E+01	3,00E-01	2,19E+03	4,04E+01	2,95E+05	2,55E-04	2,08E-04	8,50E-04	6,94E-04	4,71E-01	2,42E+05
CUG-91	Braided Arenoso II	8,30E-05	9,25E+00	2,20E-01	2,65E+03	2,61E+01	3,14E+05	3,28E-04	2,67E-04	1,09E-03	8,91E-04	6,33E-01	2,05E+05
CUG-92	Braided Arenoso II	8,30E-05	9,25E+00	2,00E-01	2,41E+03	2,61E+01	3,14E+05	3,28E-04	2,67E-04	1,09E-03	8,91E-04	6,64E-01	1,86E+05
CUG-93	Braided Arenoso II	9,00E-05	1,18E+01	5,30E-01	5,89E+03	2,61E+01	2,90E+05	3,15E-04	2,57E-04	1,05E-03	8,56E-04	4,01E-01	4,85E+05
CUG-94	Braided Arenoso II	1,34E-04	3,89E+01	3,00E-01	2,24E+03	2,61E+01	1,94E+05	2,58E-04	2,10E-04	8,59E-04	7,02E-04	4,86E-01	2,50E+05
CUG-95	Bridged Mixto	1,08E-04	2,04E+01	6,00E-01	5,56E+03	2,65E+01	2,46E+05	2,87E-04	2,34E-04	9,57E-04	7,82E-04	3,61E-01	5,26E+05
CUG-96	Bridged Mixto	1,45E-04	4,93E+01	3,70E-01	2,55E+03	3,99E+01	2,75E+05	2,48E-04	2,02E-04	8,26E-04	6,74E-04	4,52E-01	3,19E+05
CUG-97	Bridged Mixto	1,63E-04	7,00E+01	4,50E-01	2,76E+03	3,85E+01	2,36E+05	2,34E-04	1,91E-04	7,79E-04	6,36E-04	4,00E-01	3,78E+05
CUG-98	Bridged Mixto	1,69E-04	7,80E+01	5,00E-01	2,96E+03	4,46E+01	2,64E+05	2,30E-04	1,87E-04	7,65E-04	6,25E-04	3,59E-01	3,97E+05
CUG-99	Bridged Mixto	1,65E-04	7,26E+01	2,50E-01	1,52E+03	3,58E+01	2,17E+05	2,32E-04	1,90E-04	7,74E-04	6,32E-04	4,88E-01	1,91E+05
CUG-100	Bridged Mixto	1,81E-04	9,59E+01	3,00E-01	1,66E+03	3,58E+01	1,98E+05	2,22E-04	1,81E-04	7,39E-04	6,04E-04	4,43E-01	2,28E+05

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación;
Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

Tabla 10, Parámetros hidráulicos de Montejo de Tiermes (I)

N° Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
MTG-1	Braided Arenoso I	1,23E-04	3,01E+01	6,00E-01	4,88E+03	3,04E+01	2,47E+05	2,69E-04	1,50E-04	8,97E-04	5,01E-04	3,41E-01	4,96E+05
MTG-2	Braided Arenoso I	9,00E-05	1,18E+01	6,00E-01	6,67E+03	3,04E+01	3,38E+05	3,15E-04	2,05E-04	1,05E-03	6,83E-04	3,68E-01	5,36E+05
MTG-3	Braided Arenoso I	8,50E-05	9,93E+00	6,00E-01	7,06E+03	3,04E+01	3,58E+05	3,24E-04	2,17E-04	1,08E-03	7,23E-04	3,74E-01	5,44E+05
MTG-4	Braided Arenoso I	5,70E-05	2,99E+00	6,00E-01	1,05E+04	3,04E+01	5,33E+05	3,95E-04	3,20E-04	1,32E-03	1,07E-03	4,10E-01	5,97E+05
MTG-5	Braided Arenoso I	9,90E-05	1,57E+01	7,30E-01	7,37E+03	2,92E+01	2,95E+05	3,00E-04	1,99E-04	1,00E-03	6,63E-04	3,37E-01	6,58E+05
MTG-6	Braided Arenoso I	7,40E-05	6,55E+00	7,30E-01	9,86E+03	2,92E+01	3,94E+05	3,47E-04	2,63E-04	1,16E-03	8,77E-04	3,60E-01	7,04E+05
MTG-7	Braided Arenoso I	8,30E-05	9,25E+00	7,30E-01	8,80E+03	2,92E+01	3,51E+05	3,28E-04	2,31E-04	1,09E-03	7,71E-04	3,48E-01	6,79E+05
MTG-8	Braided Arenoso I	7,30E-05	6,29E+00	8,10E-01	1,11E+04	3,74E+01	5,12E+05	3,49E-04	2,68E-04	1,16E-03	8,94E-04	3,44E-01	7,86E+05
MTG-9	Braided Arenoso I	7,90E-05	7,97E+00	8,10E-01	1,03E+04	3,74E+01	4,73E+05	3,36E-04	2,50E-04	1,12E-03	8,33E-04	3,39E-01	7,74E+05
MTG-10	Braided Mixto	6,50E-05	4,44E+00	7,20E-01	1,11E+04	3,87E+01	5,95E+05	3,70E-04	2,94E-04	1,23E-03	9,81E-04	3,72E-01	7,11E+05
MTG-11	Braided Mixto	4,20E-05	1,20E+00	7,20E-01	1,71E+04	3,87E+01	9,21E+05	4,60E-04	4,22E-04	1,53E-03	1,41E-03	3,99E-01	7,63E+05
MTG-12	Braided Mixto	3,60E-05	7,54E-01	7,20E-01	2,00E+04	3,87E+01	1,07E+06	4,97E-04	4,91E-04	1,66E-03	1,64E-03	4,14E-01	7,92E+05
MTG-13	Braided Mixto	1,10E-04	2,15E+01	6,50E-01	5,91E+03	3,37E+01	3,06E+05	2,85E-04	1,72E-04	9,48E-04	5,74E-04	3,41E-01	5,60E+05
MTG-14	Braided Mixto	9,30E-05	1,30E+01	6,50E-01	6,99E+03	3,37E+01	3,62E+05	3,09E-04	2,02E-04	1,03E-03	6,75E-04	3,55E-01	5,82E+05
MTG-15	Braided Mixto	9,60E-05	1,43E+01	5,50E-01	5,73E+03	2,77E+01	2,88E+05	3,05E-04	1,90E-04	1,02E-03	6,32E-04	3,76E-01	4,80E+05
MTG-16	Braided Mixto	9,30E-05	1,30E+01	5,50E-01	5,91E+03	2,77E+01	2,98E+05	3,09E-04	1,95E-04	1,03E-03	6,49E-04	3,78E-01	4,83E+05
MTG-17	Braided Mixto	1,20E-04	2,79E+01	5,50E-01	4,58E+03	2,77E+01	2,31E+05	2,72E-04	1,53E-04	9,08E-04	5,10E-04	3,57E-01	4,56E+05
MTG-18	Braided Mixto	7,20E-05	6,04E+00	4,80E-01	6,67E+03	2,67E+01	3,70E+05	3,52E-04	2,39E-04	1,17E-03	7,98E-04	4,21E-01	4,38E+05
MTG-19	Braided Mixto	7,40E-05	6,55E+00	4,80E-01	6,49E+03	2,67E+01	3,60E+05	3,47E-04	2,31E-04	1,16E-03	7,72E-04	4,17E-01	4,34E+05
MTG-20	Braided Mixto	6,90E-05	5,31E+00	4,80E-01	6,96E+03	2,67E+01	3,86E+05	3,59E-04	2,51E-04	1,20E-03	8,37E-04	4,26E-01	4,44E+05
MTG-21	Braided Mixto	2,46E-04	2,41E+02	7,50E-01	3,05E+03	4,27E+01	1,74E+05	1,90E-04	8,69E-05	6,34E-04	2,90E-04	2,76E-01	5,61E+05
MTG-22	Braided Mixto	1,62E-04	6,87E+01	7,50E-01	4,63E+03	4,27E+01	2,64E+05	2,34E-04	1,24E-04	7,82E-04	4,12E-04	2,97E-01	6,03E+05
MTG-23	Braided Mixto	1,50E-04	5,46E+01	7,50E-01	5,00E+03	4,27E+01	2,85E+05	2,44E-04	1,32E-04	8,12E-04	4,42E-04	3,01E-01	6,12E+05
MTG-24	Braided Arenoso II	1,03E-04	1,77E+01	7,50E-01	7,28E+03	3,76E+01	3,65E+05	2,94E-04	1,91E-04	9,80E-04	6,35E-04	3,29E-01	6,68E+05
MTG-25	Braided Arenoso II	7,60E-05	7,10E+00	5,50E-01	7,24E+03	3,26E+01	4,29E+05	3,42E-04	2,37E-04	1,14E-03	7,89E-04	3,96E-01	5,06E+05

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación;
Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

Nº Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
MTG-26	Braided Arenoso II	7,30E-05	6,29E+00	5,50E-01	7,53E+03	3,26E+01	4,46E+05	3,49E-04	2,44E-04	1,16E-03	8,13E-04	3,98E-01	5,09E+05
MTG-27	Braided Arenoso II	1,72E-04	8,23E+01	1,09E+00	6,34E+03	5,53E+01	3,22E+05	2,28E-04	1,31E-04	7,58E-04	4,38E-04	2,57E-01	9,17E+05
MTG-28	Braided Arenoso II	1,59E-04	6,50E+01	1,09E+00	6,86E+03	5,53E+01	3,48E+05	2,37E-04	1,42E-04	7,89E-04	4,73E-04	2,62E-01	9,34E+05
MTG-29	Braided Arenoso II	1,66E-04	7,40E+01	1,09E+00	6,57E+03	5,53E+01	3,33E+05	2,32E-04	1,36E-04	7,72E-04	4,53E-04	2,59E-01	9,24E+05
MTG-30	Braided Arenoso II	1,21E-04	2,86E+01	1,09E+00	9,01E+03	5,53E+01	4,57E+05	2,71E-04	1,83E-04	9,04E-04	6,11E-04	2,78E-01	9,92E+05
MTG-31	Braided Arenoso II	1,03E-04	1,77E+01	8,00E-01	7,77E+03	3,95E+01	3,84E+05	2,94E-04	1,94E-04	9,80E-04	6,45E-04	3,21E-01	7,18E+05
MTG-32	Braided Arenoso II	1,47E-04	5,14E+01	8,00E-01	5,44E+03	3,95E+01	2,69E+05	2,46E-04	1,38E-04	8,20E-04	4,61E-04	2,96E-01	6,64E+05
MTG-33	Braided Arenoso II	8,70E-05	1,06E+01	1,00E+00	1,15E+04	4,74E+01	5,45E+05	3,20E-04	2,46E-04	1,07E-03	8,19E-04	3,10E-01	9,70E+05
MTG-34	Braided Arenoso II	1,10E-04	2,15E+01	1,00E+00	9,09E+03	4,74E+01	4,31E+05	2,85E-04	1,97E-04	9,48E-04	6,57E-04	2,94E-01	9,21E+05
MTG-35	Braided Arenoso II	9,10E-05	1,22E+01	7,00E-01	7,69E+03	4,06E+01	4,46E+05	3,13E-04	2,14E-04	1,04E-03	7,13E-04	3,49E-01	6,41E+05
MTG-36	Braided Arenoso II	1,48E-04	5,24E+01	6,50E-01	4,39E+03	3,05E+01	2,06E+05	2,45E-04	1,31E-04	8,18E-04	4,36E-04	3,20E-01	5,25E+05
MTG-37	Braided Mixto	1,44E-04	4,83E+01	6,70E-01	4,65E+03	3,06E+01	2,12E+05	2,49E-04	1,35E-04	8,29E-04	4,51E-04	3,18E-01	5,47E+05
MTG-38	Braided Mixto	1,12E-04	2,27E+01	8,30E-01	7,41E+03	4,36E+01	3,89E+05	2,82E-04	1,84E-04	9,40E-04	6,12E-04	3,13E-01	7,41E+05
MTG-39	Braided Mixto	1,47E-04	5,14E+01	8,30E-01	5,65E+03	4,36E+01	2,97E+05	2,46E-04	1,41E-04	8,20E-04	4,70E-04	2,94E-01	6,96E+05
MTG-40	Braided Arenoso II	1,41E-04	4,53E+01	1,07E+00	7,59E+03	3,74E+01	2,65E+05	2,51E-04	1,59E-04	8,38E-04	5,31E-04	2,72E-01	9,43E+05
MTG-41	Braided Arenoso II	1,25E-04	3,16E+01	1,07E+00	8,56E+03	3,74E+01	2,99E+05	2,67E-04	1,78E-04	8,90E-04	5,92E-04	2,79E-01	9,66E+05
MTG-42	Braided Arenoso II	1,31E-04	3,64E+01	1,07E+00	8,17E+03	3,74E+01	2,85E+05	2,61E-04	1,71E-04	8,69E-04	5,70E-04	2,77E-01	9,59E+05
MTG-43	Braided Arenoso II	1,63E-04	7,00E+01	1,10E+00	6,75E+03	4,96E+01	3,04E+05	2,34E-04	1,38E-04	7,79E-04	4,59E-04	2,59E-01	9,34E+05
MTG-44	Braided Arenoso II	1,40E-04	4,44E+01	1,10E+00	7,86E+03	4,96E+01	3,54E+05	2,52E-04	1,58E-04	8,41E-04	5,27E-04	2,67E-01	9,64E+05
MTG-45	Braided Arenoso II	1,25E-04	3,16E+01	1,10E+00	8,80E+03	4,96E+01	3,97E+05	2,67E-04	1,77E-04	8,90E-04	5,88E-04	2,74E-01	9,90E+05
MTG-46	Braided Arenoso II	1,13E-04	2,33E+01	1,00E+00	8,85E+03	4,08E+01	3,61E+05	2,81E-04	1,93E-04	9,36E-04	6,44E-04	2,93E-01	9,18E+05
MTG-47	Braided Arenoso II	9,90E-05	1,57E+01	6,00E-01	6,06E+03	2,84E+01	2,86E+05	3,00E-04	1,89E-04	1,00E-03	6,31E-04	3,62E-01	5,27E+05
MTG-48	Braided Mixto	1,31E-04	3,64E+01	1,15E+00	8,78E+03	4,76E+01	3,63E+05	2,61E-04	1,72E-04	8,69E-04	5,72E-04	2,67E-01	1,03E+06
MTG-49	Braided Mixto	1,45E-04	4,93E+01	1,15E+00	7,93E+03	4,76E+01	3,28E+05	2,48E-04	1,55E-04	8,26E-04	5,16E-04	2,61E-01	1,01E+06
MTG-50	Braided Mixto	1,08E-04	2,04E+01	1,15E+00	1,06E+04	4,76E+01	4,41E+05	2,87E-04	2,06E-04	9,57E-04	6,88E-04	2,79E-01	1,08E+06

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación;
Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

N° Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
MTG-51	Braided Arenoso II	1,48E-04	5,24E+01	4,70E-01	3,18E+03	3,02E+01	2,04E+05	2,45E-04	1,20E-04	8,18E-04	4,01E-04	3,61E-01	3,64E+05
MTG-52	Braided Arenoso II	9,60E-05	1,43E+01	7,30E-01	7,60E+03	3,79E+01	3,95E+05	3,05E-04	2,06E-04	1,02E-03	6,86E-04	3,40E-01	6,64E+05
MTG-53	Braided Arenoso II	1,27E-04	3,31E+01	7,30E-01	5,75E+03	3,79E+01	2,98E+05	2,65E-04	1,55E-04	8,83E-04	5,18E-04	3,17E-01	6,19E+05
MTG-54	Braided Arenoso II	1,09E-04	2,09E+01	9,30E-01	8,53E+03	4,73E+01	4,34E+05	2,86E-04	1,93E-04	9,53E-04	6,44E-04	3,01E-01	8,46E+05
MTG-55	Braided Arenoso II	1,10E-04	2,15E+01	9,30E-01	8,45E+03	4,73E+01	4,30E+05	2,85E-04	1,90E-04	9,48E-04	6,34E-04	3,00E-01	8,42E+05
MTG-56	Braided Arenoso II	1,35E-04	3,98E+01	9,30E-01	6,89E+03	4,73E+01	3,51E+05	2,57E-04	1,59E-04	8,56E-04	5,29E-04	2,88E-01	8,09E+05
MTG-57	Braided Arenoso II	1,27E-04	3,31E+01	9,30E-01	7,32E+03	4,73E+01	3,73E+05	2,65E-04	1,68E-04	8,83E-04	5,61E-04	2,92E-01	8,20E+05
MTG-58	Braided Arenoso II	1,20E-04	2,79E+01	1,48E+00	1,23E+04	6,35E+01	5,29E+05	2,72E-04	1,99E-04	9,08E-04	6,65E-04	2,49E-01	1,40E+06
MTG-59	Braided Arenoso II	1,28E-04	3,39E+01	1,48E+00	1,16E+04	6,35E+01	4,96E+05	2,64E-04	1,83E-04	8,79E-04	6,09E-04	2,42E-01	1,36E+06
MTG-60	Braided Arenoso II	1,29E-04	3,47E+01	1,48E+00	1,15E+04	6,35E+01	4,92E+05	2,63E-04	1,82E-04	8,76E-04	6,05E-04	2,42E-01	1,36E+06
MTG-61	Braided Arenoso II	1,16E-04	2,52E+01	1,48E+00	1,28E+04	6,35E+01	5,47E+05	2,77E-04	2,00E-04	9,24E-04	6,68E-04	2,47E-01	1,39E+06
MTG-62	Braided Arenoso II	9,90E-05	1,57E+01	1,48E+00	1,49E+04	6,35E+01	6,41E+05	3,00E-04	2,35E-04	1,00E-03	7,82E-04	2,57E-01	1,45E+06
MTG-63	Braided Arenoso II	1,04E-04	1,82E+01	4,50E-01	4,33E+03	2,76E+01	2,65E+05	2,93E-04	1,69E-04	9,75E-04	5,62E-04	4,00E-01	3,78E+05
MTG-64	Braided Arenoso II	1,13E-04	2,33E+01	9,10E-01	8,05E+03	4,48E+01	3,96E+05	2,81E-04	1,89E-04	9,36E-04	6,31E-04	3,04E-01	8,27E+05
MTG-65	Braided Arenoso II	1,60E-04	6,62E+01	9,10E-01	5,69E+03	4,48E+01	2,80E+05	2,36E-04	1,36E-04	7,86E-04	4,54E-04	2,82E-01	7,65E+05
MTG-66	Braided Arenoso II	1,67E-04	7,53E+01	9,10E-01	5,45E+03	4,48E+01	2,68E+05	2,31E-04	1,31E-04	7,70E-04	4,37E-04	2,79E-01	7,59E+05
MTG-67	Braided Arenoso II	1,49E-04	5,35E+01	9,10E-01	6,11E+03	4,48E+01	3,00E+05	2,44E-04	1,44E-04	8,15E-04	4,81E-04	2,85E-01	7,74E+05
MTG-68	Braided Arenoso II	1,76E-04	8,82E+01	9,80E-01	5,57E+03	4,97E+01	2,82E+05	2,25E-04	1,26E-04	7,50E-04	4,20E-04	2,67E-01	8,11E+05
MTG-69	Braided Arenoso II	1,73E-04	8,37E+01	9,80E-01	5,66E+03	4,97E+01	2,87E+05	2,27E-04	1,28E-04	7,56E-04	4,25E-04	2,68E-01	8,13E+05
MTG-70	Braided Arenoso II	1,38E-04	4,25E+01	9,80E-01	7,10E+03	4,97E+01	3,60E+05	2,54E-04	1,58E-04	8,47E-04	5,27E-04	2,82E-01	8,56E+05
MTG-71	Braided Arenoso II	1,38E-04	4,25E+01	9,80E-01	7,10E+03	4,97E+01	3,60E+05	2,54E-04	1,58E-04	8,47E-04	5,27E-04	2,82E-01	8,56E+05
MTG-72	Braided Arenoso II	1,46E-04	5,03E+01	1,18E+00	8,08E+03	5,06E+01	3,47E+05	2,47E-04	1,58E-04	8,23E-04	5,26E-04	2,60E-01	1,04E+06
MTG-73	Braided Arenoso II	1,35E-04	3,98E+01	1,18E+00	8,74E+03	5,06E+01	3,75E+05	2,57E-04	1,70E-04	8,56E-04	5,67E-04	2,65E-01	1,06E+06
MTG-74	Braided Arenoso II	1,12E-04	2,27E+01	1,18E+00	1,05E+04	5,06E+01	4,52E+05	2,82E-04	2,04E-04	9,40E-04	6,80E-04	2,77E-01	1,11E+06
MTG-75	Braided Arenoso II	1,11E-04	2,21E+01	1,18E+00	1,06E+04	5,06E+01	4,56E+05	2,83E-04	2,07E-04	9,44E-04	6,88E-04	2,78E-01	1,12E+06

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación;
Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

Nº Muestra	Estilo Fluvial	D ₅₀ (m)	D*	H (m)	H*	B (m)	B*	δ (m)	δ(m)	y(m)	y(m)	Fr	Re
								τ=1,0	τ=1,5	τ=1,0	τ=1,5		
MTG-76	Braided Arenoso II	1,44E-04	4,83E+01	5,30E-01	3,68E+03	3,22E+01	2,24E+05	2,49E-04	1,27E-04	8,29E-04	4,25E-04	3,48E-01	4,20E+05
MTG-77	Braided Arenoso II	1,24E-04	3,08E+01	5,30E-01	4,27E+03	3,22E+01	2,60E+05	2,68E-04	1,45E-04	8,93E-04	4,83E-04	3,57E-01	4,31E+05
MTG-78	Braided Arenoso II	1,14E-04	2,40E+01	7,40E-01	6,49E+03	3,66E+01	3,21E+05	2,79E-04	1,72E-04	9,32E-04	5,74E-04	3,23E-01	6,43E+05
MTG-79	Braided Arenoso II	1,37E-04	4,16E+01	7,40E-01	5,40E+03	3,66E+01	2,67E+05	2,55E-04	1,44E-04	8,50E-04	4,81E-04	3,09E-01	6,16E+05
MTG-80	Braided Arenoso II	1,15E-04	2,46E+01	7,40E-01	6,43E+03	3,66E+01	3,18E+05	2,78E-04	1,71E-04	9,28E-04	5,71E-04	3,22E-01	6,42E+05
MTG-81	Braided Arenoso I	8,50E-05	9,93E+00	7,00E-01	8,24E+03	3,55E+01	4,18E+05	3,24E-04	2,28E-04	1,08E-03	7,59E-04	3,54E-01	6,50E+05
MTG-82	Braided Arenoso I	1,30E-04	3,55E+01	5,00E-01	3,85E+03	3,53E+01	2,71E+05	2,62E-04	1,38E-04	8,72E-04	4,60E-04	3,63E-01	4,02E+05
MTG-83	Braided Arenoso I	3,50E-05	6,93E-01	5,00E-01	1,43E+04	3,53E+01	1,01E+06	5,04E-04	4,54E-04	1,68E-03	1,51E-03	4,74E-01	5,25E+05
MTG-84	Braided Arenoso II	8,80E-05	1,10E+01	6,50E-01	7,39E+03	3,24E+01	3,68E+05	3,18E-04	2,13E-04	1,06E-03	7,11E-04	3,59E-01	5,89E+05
MTG-85	Braided Arenoso II	9,20E-05	1,26E+01	7,00E-01	7,61E+03	4,04E+01	4,39E+05	3,11E-04	2,09E-04	1,04E-03	6,98E-04	3,47E-01	6,36E+05
MTG-86	Braided Arenoso II	8,50E-05	9,93E+00	7,00E-01	8,24E+03	4,04E+01	4,75E+05	3,24E-04	2,27E-04	1,08E-03	7,57E-04	3,54E-01	6,49E+05
MTG-87	Braided Arenoso II	7,90E-05	7,97E+00	8,00E-01	1,01E+04	4,10E+01	5,19E+05	3,36E-04	2,50E-04	1,12E-03	8,33E-04	3,41E-01	7,64E+05
MTG-88	Braided Arenoso II	9,10E-05	1,22E+01	8,00E-01	8,79E+03	4,10E+01	4,51E+05	3,13E-04	2,19E-04	1,04E-03	7,32E-04	3,31E-01	7,42E+05
MTG-89	Braided Arenoso II	7,70E-05	7,38E+00	8,00E-01	1,04E+04	4,10E+01	5,32E+05	3,40E-04	2,56E-04	1,13E-03	8,53E-04	3,43E-01	7,68E+05
MTG-90	Braided Arenoso II	1,00E-04	1,62E+01	9,70E-01	9,70E+03	5,02E+01	5,02E+05	2,98E-04	2,13E-04	9,95E-04	7,10E-04	3,03E-01	9,07E+05
MTG-91	Braided Arenoso II	1,11E-04	2,21E+01	9,70E-01	8,74E+03	5,02E+01	4,52E+05	2,83E-04	1,93E-04	9,44E-04	6,43E-04	2,96E-01	8,86E+05
MTG-92	Braided Arenoso II	1,19E-04	2,72E+01	9,70E-01	8,15E+03	5,02E+01	4,22E+05	2,74E-04	1,80E-04	9,12E-04	6,00E-04	2,91E-01	8,71E+05
MTG-93	Braided Arenoso II	8,40E-05	9,58E+00	5,00E-01	5,95E+03	3,36E+01	4,00E+05	3,26E-04	2,08E-04	1,09E-03	6,94E-04	4,00E-01	4,43E+05
MTG-94	Braided Arenoso II	8,10E-05	8,59E+00	1,03E+00	1,27E+04	4,98E+01	6,14E+05	3,32E-04	2,66E-04	1,11E-03	8,88E-04	3,12E-01	1,02E+06
MTG-95	Braided Arenoso II	1,08E-04	2,04E+01	1,03E+00	9,54E+03	4,98E+01	4,61E+05	2,87E-04	2,03E-04	9,57E-04	6,76E-04	2,93E-01	9,58E+05
MTG-96	Braided Arenoso II	8,20E-05	8,92E+00	1,03E+00	1,26E+04	4,98E+01	6,07E+05	3,30E-04	2,63E-04	1,10E-03	8,77E-04	3,11E-01	1,02E+06
MTG-97	Braided Arenoso II	8,90E-05	1,14E+01	1,03E+00	1,16E+04	4,98E+01	5,59E+05	3,16E-04	2,44E-04	1,05E-03	8,13E-04	3,06E-01	1,00E+06
MTG-98	Braided Arenoso I	9,40E-05	1,34E+01	6,00E-01	6,38E+03	3,02E+01	3,21E+05	3,08E-04	2,04E-04	1,03E-03	6,79E-04	3,71E-01	5,40E+05
MTG-99	Braided Arenoso I	8,80E-05	1,10E+01	5,20E-01	5,91E+03	2,73E+01	3,11E+05	3,18E-04	2,03E-04	1,06E-03	6,77E-04	3,92E-01	4,60E+05
MTG-100	Braided Arenoso I	8,70E-05	1,06E+01	5,20E-01	5,98E+03	2,73E+01	3,14E+05	3,20E-04	2,09E-04	1,07E-03	6,98E-04	3,96E-01	4,65E+05

D50: Tamaño Medio; D*: Tamaño Medio Adimensional; H: Profundidad; H*: Profundidad Adimensional; B: Anchura; B*: Anchura Adimensional; δ: subcapa viscosa; y: subcapa de amortiguación; Fr: Número de Froude; Re: Número de Reynolds,

Tabla 11, Parámetros hidráulicos de Cuevas de Ayllón (II)

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
CUG-1	Braided Arenoso I	1,18E+00	1,77E+00	1,20E-04	6,95E-04	6,90E-03	3,98E-02	9,60E-01	3,44E-02	4,21E-02	2,51E+00	3,07E+00
CUG-2	Braided Arenoso I	1,33E+00	1,99E+00	5,20E-04	7,81E-04	2,97E-02	4,47E-02	9,74E-01	3,64E-02	4,46E-02	2,99E+00	3,66E+00
CUG-3	Braided Arenoso I	2,91E+00	4,37E+00	9,58E-04	1,44E-03	5,44E-02	8,23E-02	8,17E-01	5,39E-02	6,61E-02	9,71E+00	1,19E+01
CUG-4	Braided Arenoso I	2,38E+00	3,57E+00	2,85E-04	4,28E-04	1,63E-02	2,45E-02	8,59E-01	4,88E-02	5,97E-02	7,17E+00	8,78E+00
CUG-5	Braided Arenoso I	2,02E+00	3,03E+00	2,43E-04	3,64E-04	1,39E-02	2,09E-02	8,82E-01	4,50E-02	5,51E-02	5,62E+00	6,88E+00
CUG-6	Braided Arenoso I	1,33E+00	1,99E+00	7,52E-04	1,13E-03	4,28E-02	6,46E-02	9,16E-01	3,64E-02	4,46E-02	2,99E+00	3,66E+00
CUG-7	Braided Arenoso II	2,47E+00	3,71E+00	2,10E-03	3,16E-03	1,15E-01	1,81E-01	8,66E-01	4,97E-02	6,09E-02	7,61E+00	9,32E+00
CUG-8	Braided Arenoso II	2,31E+00	3,47E+00	1,07E-03	1,61E-03	6,07E-02	9,22E-02	8,76E-01	4,81E-02	5,89E-02	6,88E+00	8,42E+00
CUG-9	Braided Arenoso II	2,49E+00	3,74E+00	1,41E-03	2,12E-03	7,92E-02	1,21E-01	8,54E-01	4,99E-02	6,11E-02	7,68E+00	9,41E+00
CUG-10	Braided Arenoso II	2,52E+00	3,78E+00	6,96E-04	1,04E-03	3,97E-02	5,98E-02	8,54E-01	5,02E-02	6,15E-02	7,84E+00	9,60E+00
CUG-11	Braided Arenoso II	2,22E+00	3,32E+00	6,65E-04	9,97E-04	3,79E-02	5,71E-02	8,92E-01	4,71E-02	5,76E-02	6,45E+00	7,90E+00
CUG-12	Braided Arenoso II	2,43E+00	3,64E+00	7,28E-04	1,09E-03	4,15E-02	6,26E-02	8,55E-01	4,92E-02	6,03E-02	7,39E+00	9,05E+00
CUG-13	Braided Arenoso II	2,10E+00	3,15E+00	6,70E-04	1,01E-03	3,82E-02	5,76E-02	8,49E-01	4,58E-02	5,62E-02	5,96E+00	7,30E+00
CUG-14	Braided Arenoso II	1,75E+00	2,62E+00	5,40E-04	8,10E-04	3,08E-02	4,64E-02	9,47E-01	4,18E-02	5,12E-02	4,51E+00	5,53E+00
CUG-15	Braided Arenoso II	1,73E+00	2,60E+00	5,35E-04	8,03E-04	3,06E-02	4,60E-02	9,46E-01	4,16E-02	5,09E-02	4,45E+00	5,45E+00
CUG-16	Braided Arenoso II	3,30E+00	4,95E+00	5,61E-04	8,42E-04	3,20E-02	4,82E-02	7,38E-01	5,74E-02	7,03E-02	1,17E+01	1,43E+01
CUG-17	Braided Arenoso II	2,54E+00	3,81E+00	4,32E-04	6,48E-04	2,47E-02	3,71E-02	7,84E-01	5,04E-02	6,17E-02	7,91E+00	9,69E+00
CUG-18	Braided Arenoso II	2,39E+00	3,59E+00	1,63E-03	2,44E-03	9,07E-02	1,40E-01	7,73E-01	4,89E-02	5,99E-02	7,24E+00	8,87E+00
CUG-19	Braided Arenoso II	1,84E+00	2,77E+00	2,09E-03	3,14E-03	1,15E-01	1,80E-01	8,13E-01	4,29E-02	5,26E-02	4,89E+00	5,99E+00
CUG-20	Braided Arenoso II	2,38E+00	3,57E+00	8,09E-04	1,21E-03	4,60E-02	6,95E-02	8,16E-01	4,88E-02	5,97E-02	7,17E+00	8,78E+00
CUG-21	Braided Arenoso II	2,20E+00	3,30E+00	5,75E-04	8,63E-04	3,28E-02	4,95E-02	8,28E-01	4,69E-02	5,74E-02	6,38E+00	7,81E+00
CUG-22	Braided Arenoso II	1,89E+00	2,84E+00	4,02E-04	6,03E-04	2,30E-02	3,46E-02	8,58E-01	4,35E-02	5,33E-02	5,09E+00	6,23E+00
CUG-23	Braided Arenoso I	2,44E+00	3,66E+00	3,41E-04	5,12E-04	1,95E-02	2,93E-02	8,10E-01	4,94E-02	6,05E-02	7,46E+00	9,14E+00
CUG-24	Braided Arenoso I	1,75E+00	2,62E+00	1,78E-03	2,67E-03	9,88E-02	1,53E-01	8,74E-01	4,18E-02	5,12E-02	4,51E+00	5,53E+00
CUG-25	Braided Arenoso I	2,05E+00	3,08E+00	2,10E-03	3,14E-03	1,15E-01	1,80E-01	8,39E-01	4,53E-02	5,55E-02	5,76E+00	7,05E+00

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pendiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re*: N° de Reynolds de partícula,

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
CUG-26	Braided Arenoso I	2,31E+00	3,47E+00	6,74E-04	1,01E-03	3,84E-02	5,79E-02	8,79E-01	4,81E-02	5,89E-02	6,88E+00	8,42E+00
CUG-27	Braided Arenoso I	2,55E+00	3,83E+00	2,27E-04	3,40E-04	1,30E-02	1,95E-02	8,61E-01	5,05E-02	6,19E-02	7,99E+00	9,78E+00
CUG-28	Braided Arenoso I	2,47E+00	3,71E+00	2,20E-04	3,29E-04	1,26E-02	1,89E-02	8,66E-01	4,97E-02	6,09E-02	7,61E+00	9,32E+00
CUG-29	Braided Arenoso I	1,28E+00	1,92E+00	4,35E-04	6,52E-04	2,48E-02	3,73E-02	9,79E-01	3,57E-02	4,38E-02	2,82E+00	3,46E+00
CUG-30	Braided Arenoso I	2,17E+00	3,25E+00	1,23E-03	1,84E-03	6,93E-02	1,06E-01	8,84E-01	4,65E-02	5,70E-02	6,24E+00	7,64E+00
CUG-31	Braided Arenoso I	2,17E+00	3,25E+00	5,26E-04	7,90E-04	3,01E-02	4,52E-02	8,84E-01	4,65E-02	5,70E-02	6,24E+00	7,64E+00
CUG-32	Braided Arenoso I	2,13E+00	3,20E+00	4,36E-04	6,53E-04	2,49E-02	3,74E-02	8,89E-01	4,62E-02	5,66E-02	6,10E+00	7,47E+00
CUG-33	Braided Arenoso I	2,30E+00	3,44E+00	1,17E-03	1,76E-03	6,62E-02	1,01E-01	8,84E-01	4,79E-02	5,87E-02	6,80E+00	8,33E+00
CUG-34	Braided Arenoso I	1,76E+00	2,64E+00	1,20E-03	1,80E-03	6,77E-02	1,03E-01	9,16E-01	4,20E-02	5,14E-02	4,58E+00	5,60E+00
CUG-35	Braided Arenoso I	1,21E+00	1,82E+00	2,06E-04	3,09E-04	1,18E-02	1,77E-02	9,91E-01	3,48E-02	4,27E-02	2,61E+00	3,20E+00
CUG-36	Braided Arenoso I	1,07E+00	1,60E+00	1,82E-04	2,72E-04	1,04E-02	1,56E-02	1,02E+00	3,27E-02	4,00E-02	2,16E+00	2,64E+00
CUG-37	Braided Arenoso I	1,83E+00	2,74E+00	1,24E-03	1,86E-03	7,01E-02	1,07E-01	9,13E-01	4,27E-02	5,24E-02	4,83E+00	5,92E+00
CUG-38	Braided Arenoso I	1,55E+00	2,33E+00	5,28E-04	7,92E-04	3,02E-02	4,54E-02	9,51E-01	3,94E-02	4,83E-02	3,78E+00	4,63E+00
CUG-39	Braided Arenoso I	1,41E+00	2,11E+00	6,84E-04	1,03E-03	3,90E-02	5,87E-02	9,71E-01	3,75E-02	4,59E-02	3,26E+00	4,00E+00
CUG-40	Braided Arenoso I	1,41E+00	2,11E+00	5,74E-04	8,61E-04	3,28E-02	4,93E-02	9,71E-01	3,75E-02	4,59E-02	3,26E+00	4,00E+00
CUG-41	Braided Arenoso I	1,47E+00	2,21E+00	1,50E-03	2,25E-03	8,40E-02	1,29E-01	9,62E-01	3,84E-02	4,70E-02	3,49E+00	4,28E+00
CUG-42	Braided Arenoso I	1,47E+00	2,21E+00	1,88E-03	2,82E-03	1,04E-01	1,61E-01	9,62E-01	3,84E-02	4,70E-02	3,49E+00	4,28E+00
CUG-43	Braided Arenoso I	1,41E+00	2,11E+00	1,79E-03	2,69E-03	9,94E-02	1,54E-01	9,71E-01	3,75E-02	4,59E-02	3,26E+00	4,00E+00
CUG-44	Braided Arenoso I	2,41E+00	3,61E+00	7,02E-04	1,05E-03	4,00E-02	6,04E-02	8,74E-01	4,91E-02	6,01E-02	7,31E+00	8,96E+00
CUG-45	Braided Arenoso I	2,17E+00	3,25E+00	6,32E-04	9,48E-04	3,60E-02	5,43E-02	9,03E-01	4,65E-02	5,70E-02	6,24E+00	7,64E+00
CUG-46	Braided Arenoso I	1,81E+00	2,72E+00	4,40E-04	6,60E-04	2,52E-02	3,78E-02	9,27E-01	4,26E-02	5,21E-02	4,77E+00	5,84E+00
CUG-47	Braided Arenoso I	1,79E+00	2,69E+00	4,36E-04	6,54E-04	2,49E-02	3,75E-02	9,40E-01	4,24E-02	5,19E-02	4,70E+00	5,76E+00
CUG-48	Braided Arenoso I	1,91E+00	2,86E+00	8,11E-04	1,22E-03	4,62E-02	6,97E-02	9,34E-01	4,37E-02	5,35E-02	5,15E+00	6,31E+00
CUG-49	Braided Arenoso I	2,05E+00	3,08E+00	7,76E-04	1,16E-03	4,42E-02	6,67E-02	9,16E-01	4,53E-02	5,55E-02	5,76E+00	7,05E+00
CUG-50	Braided Arenoso I	1,65E+00	2,47E+00	1,12E-03	1,68E-03	6,34E-02	9,64E-02	9,68E-01	4,06E-02	4,97E-02	4,14E+00	5,07E+00

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pendiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re*: N° de Reynolds de partícula,

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
CUG-51	Braided Arenoso I	1,97E+00	2,96E+00	4,47E-04	6,71E-04	2,56E-02	3,84E-02	9,27E-01	4,44E-02	5,44E-02	5,42E+00	6,64E+00
CUG-52	Braided Arenoso I	2,36E+00	3,54E+00	5,35E-04	8,03E-04	3,06E-02	4,60E-02	8,54E-01	4,86E-02	5,95E-02	7,09E+00	8,69E+00
CUG-53	Braided Arenoso I	1,84E+00	2,77E+00	2,69E-04	4,03E-04	1,54E-02	2,31E-02	8,71E-01	4,29E-02	5,26E-02	4,89E+00	5,99E+00
CUG-54	Braided Arenoso I	1,91E+00	2,86E+00	2,78E-04	4,17E-04	1,59E-02	2,39E-02	8,64E-01	4,37E-02	5,35E-02	5,15E+00	6,31E+00
CUG-55	Braided Arenoso II	1,78E+00	2,67E+00	9,08E-04	1,36E-03	5,15E-02	7,80E-02	8,52E-01	4,22E-02	5,17E-02	4,64E+00	5,68E+00
CUG-56	Braided Arenoso II	1,63E+00	2,45E+00	1,04E-03	1,56E-03	5,90E-02	8,95E-02	8,49E-01	4,04E-02	4,95E-02	4,08E+00	5,00E+00
CUG-57	Braided Arenoso I	1,76E+00	2,64E+00	8,18E-04	1,23E-03	4,65E-02	7,03E-02	8,82E-01	4,20E-02	5,14E-02	4,58E+00	5,60E+00
CUG-58	Braided Arenoso II	1,55E+00	2,33E+00	7,20E-04	1,08E-03	4,10E-02	6,19E-02	8,81E-01	3,94E-02	4,83E-02	3,78E+00	4,63E+00
CUG-59	Braided Arenoso II	1,71E+00	2,57E+00	1,03E-03	1,54E-03	5,83E-02	8,84E-02	8,58E-01	4,14E-02	5,07E-02	4,39E+00	5,37E+00
CUG-60	Braided Arenoso II	1,47E+00	2,21E+00	2,59E-04	3,88E-04	1,48E-02	2,22E-02	8,91E-01	3,84E-02	4,70E-02	3,49E+00	4,28E+00
CUG-61	Braided Arenoso II	1,65E+00	2,47E+00	2,90E-04	4,35E-04	1,66E-02	2,49E-02	8,69E-01	4,06E-02	4,97E-02	4,14E+00	5,07E+00
CUG-62	Braided Arenoso II	2,17E+00	3,25E+00	4,91E-04	7,37E-04	2,81E-02	4,22E-02	8,32E-01	4,65E-02	5,70E-02	6,24E+00	7,64E+00
CUG-63	Braided Arenoso II	1,83E+00	2,74E+00	4,66E-04	6,99E-04	2,66E-02	4,01E-02	8,68E-01	4,27E-02	5,24E-02	4,83E+00	5,92E+00
CUG-64	Braided Arenoso II	1,79E+00	2,69E+00	6,32E-04	9,47E-04	3,60E-02	5,43E-02	8,51E-01	4,24E-02	5,19E-02	4,70E+00	5,76E+00
CUG-65	Braided Mixto	2,49E+00	3,74E+00	1,34E-03	2,01E-03	7,52E-02	1,15E-01	8,49E-01	4,99E-02	6,11E-02	7,68E+00	9,41E+00
CUG-66	Braided Mixto	1,94E+00	2,91E+00	1,32E-03	1,98E-03	7,43E-02	1,13E-01	8,92E-01	4,40E-02	5,39E-02	5,29E+00	6,47E+00
CUG-67	Braided Mixto	2,47E+00	3,71E+00	3,16E-03	4,73E-03	1,64E-01	2,71E-01	8,59E-01	4,97E-02	6,09E-02	7,61E+00	9,32E+00
CUG-68	Braided Mixto	2,43E+00	3,64E+00	8,84E-04	1,33E-03	5,02E-02	7,60E-02	8,60E-01	4,92E-02	6,03E-02	7,39E+00	9,05E+00
CUG-69	Braided Mixto	1,50E+00	2,26E+00	1,10E-03	1,64E-03	6,20E-02	9,42E-02	9,03E-01	3,88E-02	4,75E-02	3,61E+00	4,42E+00
CUG-70	Braided Arenoso II	1,94E+00	2,91E+00	8,25E-04	1,24E-03	4,69E-02	7,09E-02	8,01E-01	4,40E-02	5,39E-02	5,29E+00	6,47E+00
CUG-71	Braided Arenoso II	1,55E+00	2,33E+00	7,92E-04	1,19E-03	4,51E-02	6,81E-02	8,68E-01	3,94E-02	4,83E-02	3,78E+00	4,63E+00
CUG-72	Braided Arenoso II	1,50E+00	2,26E+00	4,26E-04	6,39E-04	2,44E-02	3,66E-02	8,54E-01	3,88E-02	4,75E-02	3,61E+00	4,42E+00
CUG-73	Braided Arenoso II	2,55E+00	3,83E+00	1,00E-03	1,50E-03	5,68E-02	8,62E-02	8,44E-01	5,05E-02	6,19E-02	7,99E+00	9,78E+00
CUG-74	Braided Arenoso II	2,09E+00	3,13E+00	8,87E-04	1,33E-03	5,04E-02	7,62E-02	8,83E-01	4,57E-02	5,59E-02	5,89E+00	7,22E+00
CUG-75	Braided Arenoso II	1,71E+00	2,57E+00	1,75E-03	2,62E-03	9,71E-02	1,50E-01	9,17E-01	4,14E-02	5,07E-02	4,39E+00	5,37E+00

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pendiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re*: N° de Reynolds de partícula,

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
CUG-76	Braided Arenoso II	1,67E+00	2,50E+00	1,89E-03	2,83E-03	1,04E-01	1,62E-01	9,22E-01	4,08E-02	5,00E-02	4,20E+00	5,15E+00
CUG-77	Braided Arenoso II	2,12E+00	3,18E+00	2,70E-03	4,05E-03	1,44E-01	2,32E-01	8,75E-01	4,60E-02	5,64E-02	6,03E+00	7,38E+00
CUG-78	Braided Arenoso II	1,81E+00	2,72E+00	2,05E-03	3,08E-03	1,13E-01	1,76E-01	9,06E-01	4,26E-02	5,21E-02	4,77E+00	5,84E+00
CUG-79	Braided Arenoso II	2,25E+00	3,37E+00	8,19E-04	1,23E-03	4,66E-02	7,04E-02	8,64E-01	4,74E-02	5,81E-02	6,59E+00	8,07E+00
CUG-80	Braided Arenoso II	2,10E+00	3,15E+00	1,19E-03	1,79E-03	6,73E-02	1,02E-01	8,40E-01	4,58E-02	5,62E-02	5,96E+00	7,30E+00
CUG-81	Braided Arenoso II	1,60E+00	2,40E+00	3,80E-04	5,70E-04	2,17E-02	3,26E-02	8,92E-01	4,00E-02	4,90E-02	3,96E+00	4,85E+00
CUG-82	Braided Arenoso II	1,76E+00	2,64E+00	6,92E-04	1,04E-03	3,94E-02	5,94E-02	8,74E-01	4,20E-02	5,14E-02	4,58E+00	5,60E+00
CUG-83	Braided Arenoso II	1,68E+00	2,52E+00	8,58E-04	1,29E-03	4,88E-02	7,37E-02	8,84E-01	4,10E-02	5,02E-02	4,26E+00	5,22E+00
CUG-84	Braided Arenoso II	1,89E+00	2,84E+00	7,72E-04	1,16E-03	4,40E-02	6,64E-02	8,60E-01	4,35E-02	5,33E-02	5,09E+00	6,23E+00
CUG-85	Braided Arenoso II	2,10E+00	3,15E+00	9,75E-04	1,46E-03	5,53E-02	8,38E-02	8,40E-01	4,58E-02	5,62E-02	5,96E+00	7,30E+00
CUG-86	Braided Arenoso II	2,13E+00	3,20E+00	8,71E-04	1,31E-03	4,95E-02	7,49E-02	8,79E-01	4,62E-02	5,66E-02	6,10E+00	7,47E+00
CUG-87	Bridged Mixto	2,26E+00	3,40E+00	5,13E-04	7,70E-04	2,93E-02	4,41E-02	8,03E-01	4,76E-02	5,83E-02	6,66E+00	8,16E+00
CUG-88	Bridged Mixto	2,43E+00	3,64E+00	4,95E-04	7,43E-04	2,83E-02	4,25E-02	7,90E-01	4,92E-02	6,03E-02	7,39E+00	9,05E+00
CUG-89	Bridged Mixto	2,46E+00	3,69E+00	1,00E-03	1,50E-03	5,69E-02	8,62E-02	7,89E-01	4,96E-02	6,07E-02	7,54E+00	9,23E+00
CUG-90	Bridged Mixto	2,22E+00	3,32E+00	7,54E-04	1,13E-03	4,29E-02	6,48E-02	8,08E-01	4,71E-02	5,76E-02	6,45E+00	7,90E+00
CUG-91	Braided Arenoso II	1,34E+00	2,01E+00	6,23E-04	9,34E-04	3,55E-02	5,35E-02	9,30E-01	3,66E-02	4,49E-02	3,04E+00	3,72E+00
CUG-92	Braided Arenoso II	1,34E+00	2,01E+00	6,85E-04	1,03E-03	3,90E-02	5,88E-02	9,30E-01	3,66E-02	4,49E-02	3,04E+00	3,72E+00
CUG-93	Braided Arenoso II	1,46E+00	2,18E+00	2,80E-04	4,20E-04	1,60E-02	2,41E-02	9,15E-01	3,81E-02	4,67E-02	3,43E+00	4,20E+00
CUG-94	Braided Arenoso II	2,17E+00	3,25E+00	7,37E-04	1,11E-03	4,20E-02	6,33E-02	8,33E-01	4,65E-02	5,70E-02	6,24E+00	7,64E+00
CUG-95	Bridged Mixto	1,75E+00	2,62E+00	2,97E-04	4,46E-04	1,70E-02	2,55E-02	8,76E-01	4,18E-02	5,12E-02	4,51E+00	5,53E+00
CUG-96	Bridged Mixto	2,34E+00	3,52E+00	6,47E-04	9,70E-04	3,69E-02	5,56E-02	8,61E-01	4,84E-02	5,93E-02	7,02E+00	8,60E+00
CUG-97	Bridged Mixto	2,64E+00	3,95E+00	5,98E-04	8,97E-04	3,41E-02	5,14E-02	8,40E-01	5,13E-02	6,29E-02	8,37E+00	1,02E+01
CUG-98	Bridged Mixto	2,73E+00	4,10E+00	5,58E-04	8,37E-04	3,18E-02	4,79E-02	7,94E-01	5,23E-02	6,40E-02	8,83E+00	1,08E+01
CUG-99	Bridged Mixto	2,67E+00	4,00E+00	1,09E-03	1,63E-03	6,16E-02	9,36E-02	7,64E-01	5,17E-02	6,33E-02	8,52E+00	1,04E+01
CUG-100	Bridged Mixto	2,93E+00	4,39E+00	9,96E-04	1,49E-03	5,64E-02	8,56E-02	7,59E-01	5,41E-02	6,63E-02	9,79E+00	1,20E+01

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pendiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re*: N° de Reynolds de partícula,

Tabla 12, Parámetros hidráulicos de Montejo de Tiermes (II)

Nº Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
MTG-1	Braided Arenoso I	1,99E+00	2,98E+00	3,38E-04	5,07E-04	1,94E-02	2,90E-02	8,27E-01	4,46E-02	7,99E-02	5,49E+00	9,82E+00
MTG-2	Braided Arenoso I	1,46E+00	2,18E+00	2,48E-04	3,71E-04	1,42E-02	2,12E-02	8,93E-01	3,81E-02	5,86E-02	3,43E+00	5,27E+00
MTG-3	Braided Arenoso I	1,37E+00	2,06E+00	2,34E-04	3,51E-04	1,34E-02	2,01E-02	9,06E-01	3,71E-02	5,53E-02	3,15E+00	4,70E+00
MTG-4	Braided Arenoso I	9,22E-01	1,38E+00	1,57E-04	2,35E-04	8,98E-03	1,35E-02	9,95E-01	3,04E-02	3,76E-02	1,73E+00	2,14E+00
MTG-5	Braided Arenoso I	1,60E+00	2,40E+00	2,24E-04	3,36E-04	1,28E-02	1,92E-02	9,01E-01	4,00E-02	6,04E-02	3,96E+00	5,98E+00
MTG-6	Braided Arenoso I	1,20E+00	1,79E+00	1,67E-04	2,51E-04	9,58E-03	1,44E-02	9,64E-01	3,46E-02	4,56E-02	2,56E+00	3,37E+00
MTG-7	Braided Arenoso I	1,34E+00	2,01E+00	1,88E-04	2,81E-04	1,07E-02	1,61E-02	9,30E-01	3,66E-02	5,19E-02	3,04E+00	4,31E+00
MTG-8	Braided Arenoso I	1,18E+00	1,77E+00	1,49E-04	2,23E-04	8,52E-03	1,28E-02	9,70E-01	3,44E-02	4,47E-02	2,51E+00	3,26E+00
MTG-9	Braided Arenoso I	1,28E+00	1,92E+00	1,61E-04	2,41E-04	9,22E-03	1,38E-02	9,55E-01	3,57E-02	4,80E-02	2,82E+00	3,79E+00
MTG-10	Braided Mixto	1,05E+00	1,58E+00	1,49E-04	2,23E-04	8,53E-03	1,28E-02	9,87E-01	3,24E-02	4,08E-02	2,11E+00	2,65E+00
MTG-11	Braided Mixto	6,79E-01	1,02E+00	9,63E-05	1,44E-04	5,51E-03	8,27E-03	1,06E+00	2,61E-02	2,84E-02	1,09E+00	1,19E+00
MTG-12	Braided Mixto	5,82E-01	8,73E-01	8,25E-05	1,24E-04	4,73E-03	7,09E-03	1,10E+00	2,41E-02	2,44E-02	8,69E-01	8,79E-01
MTG-13	Braided Mixto	1,78E+00	2,67E+00	2,79E-04	4,19E-04	1,60E-02	2,40E-02	8,61E-01	4,22E-02	6,97E-02	4,64E+00	7,66E+00
MTG-14	Braided Mixto	1,50E+00	2,26E+00	2,36E-04	3,54E-04	1,35E-02	2,03E-02	8,95E-01	3,88E-02	5,93E-02	3,61E+00	5,51E+00
MTG-15	Braided Mixto	1,55E+00	2,33E+00	2,88E-04	4,32E-04	1,65E-02	2,47E-02	8,73E-01	3,94E-02	6,33E-02	3,78E+00	6,08E+00
MTG-16	Braided Mixto	1,50E+00	2,26E+00	2,79E-04	4,19E-04	1,60E-02	2,39E-02	8,78E-01	3,88E-02	6,16E-02	3,61E+00	5,73E+00
MTG-17	Braided Mixto	1,94E+00	2,91E+00	3,60E-04	5,40E-04	2,06E-02	3,08E-02	8,29E-01	4,40E-02	7,85E-02	5,29E+00	9,42E+00
MTG-18	Braided Mixto	1,16E+00	1,75E+00	2,48E-04	3,71E-04	1,42E-02	2,12E-02	9,13E-01	3,41E-02	5,01E-02	2,46E+00	3,61E+00
MTG-19	Braided Mixto	1,20E+00	1,79E+00	2,54E-04	3,82E-04	1,46E-02	2,18E-02	9,04E-01	3,46E-02	5,18E-02	2,56E+00	3,84E+00
MTG-20	Braided Mixto	1,12E+00	1,67E+00	2,37E-04	3,56E-04	1,36E-02	2,04E-02	9,25E-01	3,34E-02	4,78E-02	2,30E+00	3,30E+00
MTG-21	Braided Mixto	3,98E+00	5,97E+00	5,41E-04	8,12E-04	3,09E-02	4,62E-02	7,48E-01	6,31E-02	1,38E-01	1,55E+01	3,40E+01
MTG-22	Braided Mixto	2,62E+00	3,93E+00	3,56E-04	5,35E-04	2,04E-02	3,05E-02	8,04E-01	5,12E-02	9,70E-02	8,29E+00	1,57E+01
MTG-23	Braided Mixto	2,43E+00	3,64E+00	3,30E-04	4,95E-04	1,89E-02	2,83E-02	8,16E-01	4,92E-02	9,06E-02	7,39E+00	1,36E+01
MTG-24	Braided Arenoso II	1,67E+00	2,50E+00	2,27E-04	3,40E-04	1,30E-02	1,95E-02	8,91E-01	4,08E-02	6,30E-02	4,20E+00	6,48E+00
MTG-25	Braided Arenoso II	1,23E+00	1,84E+00	2,28E-04	3,42E-04	1,31E-02	1,96E-02	9,20E-01	3,51E-02	5,07E-02	2,66E+00	3,86E+00

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pendiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re* N° de Reynolds de partícula,

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
MTG-26	Braided Arenoso II	1,18E+00	1,77E+00	2,19E-04	3,29E-04	1,25E-02	1,88E-02	9,25E-01	3,44E-02	4,92E-02	2,51E+00	3,59E+00
MTG-27	Braided Arenoso II	2,78E+00	4,17E+00	2,60E-04	3,91E-04	1,49E-02	2,23E-02	8,41E-01	5,27E-02	9,13E-02	9,07E+00	1,57E+01
MTG-28	Braided Arenoso II	2,57E+00	3,86E+00	2,41E-04	3,61E-04	1,38E-02	2,07E-02	8,57E-01	5,07E-02	8,46E-02	8,06E+00	1,34E+01
MTG-29	Braided Arenoso II	2,68E+00	4,03E+00	2,51E-04	3,77E-04	1,44E-02	2,16E-02	8,48E-01	5,18E-02	8,82E-02	8,60E+00	1,46E+01
MTG-30	Braided Arenoso II	1,96E+00	2,93E+00	1,83E-04	2,75E-04	1,05E-02	1,57E-02	9,10E-01	4,42E-02	6,54E-02	5,35E+00	7,92E+00
MTG-31	Braided Arenoso II	1,67E+00	2,50E+00	2,12E-04	3,19E-04	1,22E-02	1,82E-02	8,98E-01	4,08E-02	6,20E-02	4,20E+00	6,38E+00
MTG-32	Braided Arenoso II	2,38E+00	3,57E+00	3,03E-04	4,55E-04	1,74E-02	2,60E-02	8,30E-01	4,88E-02	8,67E-02	7,17E+00	1,27E+01
MTG-33	Braided Arenoso II	1,41E+00	2,11E+00	1,44E-04	2,15E-04	8,22E-03	1,23E-02	9,70E-01	3,75E-02	4,88E-02	3,26E+00	4,25E+00
MTG-34	Braided Arenoso II	1,78E+00	2,67E+00	1,82E-04	2,72E-04	1,04E-02	1,56E-02	9,21E-01	4,22E-02	6,09E-02	4,64E+00	6,70E+00
MTG-35	Braided Arenoso II	1,47E+00	2,21E+00	2,15E-04	3,22E-04	1,23E-02	1,84E-02	9,15E-01	3,84E-02	5,61E-02	3,49E+00	5,11E+00
MTG-36	Braided Arenoso II	2,39E+00	3,59E+00	3,76E-04	5,64E-04	2,15E-02	3,22E-02	8,08E-01	4,89E-02	9,18E-02	7,24E+00	1,36E+01
MTG-37	Braided Mixto	2,33E+00	3,49E+00	3,55E-04	5,32E-04	2,03E-02	3,04E-02	8,16E-01	4,83E-02	8,88E-02	6,95E+00	1,28E+01
MTG-38	Braided Mixto	1,81E+00	2,72E+00	2,23E-04	3,34E-04	1,28E-02	1,91E-02	8,93E-01	4,26E-02	6,54E-02	4,77E+00	7,32E+00
MTG-39	Braided Mixto	2,38E+00	3,57E+00	2,92E-04	4,38E-04	1,67E-02	2,51E-02	8,38E-01	4,88E-02	8,50E-02	7,17E+00	1,25E+01
MTG-40	Braided Arenoso II	2,28E+00	3,42E+00	2,17E-04	3,26E-04	1,25E-02	1,87E-02	8,81E-01	4,77E-02	7,53E-02	6,73E+00	1,06E+01
MTG-41	Braided Arenoso II	2,02E+00	3,03E+00	1,93E-04	2,89E-04	1,10E-02	1,66E-02	9,03E-01	4,50E-02	6,75E-02	5,62E+00	8,44E+00
MTG-42	Braided Arenoso II	2,12E+00	3,18E+00	2,02E-04	3,03E-04	1,16E-02	1,73E-02	8,96E-01	4,60E-02	7,02E-02	6,03E+00	9,20E+00
MTG-43	Braided Arenoso II	2,64E+00	3,95E+00	2,45E-04	3,67E-04	1,40E-02	2,10E-02	8,49E-01	5,13E-02	8,72E-02	8,37E+00	1,42E+01
MTG-44	Braided Arenoso II	2,26E+00	3,40E+00	2,10E-04	3,15E-04	1,20E-02	1,80E-02	8,76E-01	4,76E-02	7,59E-02	6,66E+00	1,06E+01
MTG-45	Braided Arenoso II	2,02E+00	3,03E+00	1,88E-04	2,81E-04	1,07E-02	1,61E-02	9,00E-01	4,50E-02	6,80E-02	5,62E+00	8,50E+00
MTG-46	Braided Arenoso II	1,83E+00	2,74E+00	1,86E-04	2,80E-04	1,07E-02	1,60E-02	9,18E-01	4,27E-02	6,21E-02	4,83E+00	7,02E+00
MTG-47	Braided Arenoso II	1,60E+00	2,40E+00	2,72E-04	4,08E-04	1,56E-02	2,34E-02	8,79E-01	4,00E-02	6,34E-02	3,96E+00	6,28E+00
MTG-48	Braided Mixto	2,12E+00	3,18E+00	1,88E-04	2,82E-04	1,08E-02	1,61E-02	8,98E-01	4,60E-02	6,99E-02	6,03E+00	9,16E+00
MTG-49	Braided Mixto	2,34E+00	3,52E+00	2,08E-04	3,12E-04	1,19E-02	1,79E-02	8,75E-01	4,84E-02	7,75E-02	7,02E+00	1,12E+01
MTG-50	Braided Mixto	1,75E+00	2,62E+00	1,55E-04	2,32E-04	8,88E-03	1,33E-02	9,38E-01	4,18E-02	5,82E-02	4,51E+00	6,28E+00

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pensiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re*: N° de Reynolds de partícula,

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
MTG-51	Braided Arenoso II	2,39E+00	3,59E+00	5,20E-04	7,79E-04	2,97E-02	4,44E-02	7,75E-01	4,89E-02	9,98E-02	7,24E+00	1,48E+01
MTG-52	Braided Arenoso II	1,55E+00	2,33E+00	2,17E-04	3,25E-04	1,24E-02	1,86E-02	9,10E-01	3,94E-02	5,83E-02	3,78E+00	5,59E+00
MTG-53	Braided Arenoso II	2,05E+00	3,08E+00	2,87E-04	4,31E-04	1,64E-02	2,46E-02	8,48E-01	4,53E-02	7,72E-02	5,76E+00	9,80E+00
MTG-54	Braided Arenoso II	1,76E+00	2,64E+00	1,93E-04	2,90E-04	1,11E-02	1,66E-02	9,10E-01	4,20E-02	6,21E-02	4,58E+00	6,77E+00
MTG-55	Braided Arenoso II	1,78E+00	2,67E+00	1,95E-04	2,93E-04	1,12E-02	1,68E-02	9,05E-01	4,22E-02	6,31E-02	4,64E+00	6,94E+00
MTG-56	Braided Arenoso II	2,18E+00	3,27E+00	2,40E-04	3,59E-04	1,37E-02	2,06E-02	8,70E-01	4,67E-02	7,56E-02	6,31E+00	1,02E+01
MTG-57	Braided Arenoso II	2,05E+00	3,08E+00	2,25E-04	3,38E-04	1,29E-02	1,93E-02	8,82E-01	4,53E-02	7,13E-02	5,76E+00	9,06E+00
MTG-58	Braided Arenoso II	1,94E+00	2,91E+00	1,34E-04	2,01E-04	7,66E-03	1,15E-02	9,47E-01	4,40E-02	6,02E-02	5,29E+00	7,22E+00
MTG-59	Braided Arenoso II	2,07E+00	3,10E+00	1,43E-04	2,14E-04	8,17E-03	1,23E-02	9,21E-01	4,55E-02	6,57E-02	5,82E+00	8,41E+00
MTG-60	Braided Arenoso II	2,09E+00	3,13E+00	1,44E-04	2,16E-04	8,24E-03	1,24E-02	9,20E-01	4,57E-02	6,61E-02	5,89E+00	8,53E+00
MTG-61	Braided Arenoso II	1,88E+00	2,81E+00	1,29E-04	1,94E-04	7,41E-03	1,11E-02	9,41E-01	4,33E-02	5,99E-02	5,02E+00	6,95E+00
MTG-62	Braided Arenoso II	1,60E+00	2,40E+00	1,10E-04	1,66E-04	6,32E-03	9,48E-03	9,79E-01	4,00E-02	5,11E-02	3,96E+00	5,06E+00
MTG-63	Braided Arenoso II	1,68E+00	2,52E+00	3,81E-04	5,72E-04	2,18E-02	3,27E-02	8,40E-01	4,10E-02	7,12E-02	4,26E+00	7,40E+00
MTG-64	Braided Arenoso II	1,83E+00	2,74E+00	2,05E-04	3,07E-04	1,17E-02	1,76E-02	9,09E-01	4,27E-02	6,34E-02	4,83E+00	7,16E+00
MTG-65	Braided Arenoso II	2,59E+00	3,88E+00	2,90E-04	4,35E-04	1,66E-02	2,49E-02	8,41E-01	5,09E-02	8,81E-02	8,14E+00	1,41E+01
MTG-66	Braided Arenoso II	2,70E+00	4,05E+00	3,03E-04	4,54E-04	1,73E-02	2,60E-02	8,34E-01	5,20E-02	9,15E-02	8,68E+00	1,53E+01
MTG-67	Braided Arenoso II	2,41E+00	3,61E+00	2,70E-04	4,05E-04	1,55E-02	2,32E-02	8,50E-01	4,91E-02	8,32E-02	7,31E+00	1,24E+01
MTG-68	Braided Arenoso II	2,85E+00	4,27E+00	2,96E-04	4,44E-04	1,70E-02	2,54E-02	8,28E-01	5,33E-02	9,53E-02	9,39E+00	1,68E+01
MTG-69	Braided Arenoso II	2,80E+00	4,20E+00	2,91E-04	4,37E-04	1,67E-02	2,50E-02	8,30E-01	5,29E-02	9,40E-02	9,15E+00	1,63E+01
MTG-70	Braided Arenoso II	2,23E+00	3,35E+00	2,32E-04	3,49E-04	1,33E-02	1,99E-02	8,73E-01	4,72E-02	7,59E-02	6,52E+00	1,05E+01
MTG-71	Braided Arenoso II	2,23E+00	3,35E+00	2,32E-04	3,49E-04	1,33E-02	1,99E-02	8,73E-01	4,72E-02	7,59E-02	6,52E+00	1,05E+01
MTG-72	Braided Arenoso II	2,36E+00	3,54E+00	2,04E-04	3,06E-04	1,17E-02	1,75E-02	8,85E-01	4,86E-02	7,60E-02	7,09E+00	1,11E+01
MTG-73	Braided Arenoso II	2,18E+00	3,27E+00	1,89E-04	2,83E-04	1,08E-02	1,62E-02	9,01E-01	4,67E-02	7,05E-02	6,31E+00	9,52E+00
MTG-74	Braided Arenoso II	1,81E+00	2,72E+00	1,57E-04	2,35E-04	8,97E-03	1,35E-02	9,41E-01	4,26E-02	5,89E-02	4,77E+00	6,59E+00
MTG-75	Braided Arenoso II	1,79E+00	2,69E+00	1,55E-04	2,33E-04	8,89E-03	1,33E-02	9,45E-01	4,24E-02	5,81E-02	4,70E+00	6,45E+00

τ_0 : Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pensiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re* N° de Reynolds de partícula,

N° Muestra	Estilo Fluvial	τ_0	τ_0	S	S	S(°)	S(°)	U (m/s)	U*(m/s)	U*(m/s)	Re*	Re*
		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$		$\tau=1,0$	$\tau=1,5$	$\tau=1,0$	$\tau=1,5$
MTG-76	Braided Arenoso II	2,33E+00	3,49E+00	4,48E-04	6,72E-04	2,56E-02	3,83E-02	7,92E-01	4,83E-02	9,42E-02	6,95E+00	1,36E+01
MTG-77	Braided Arenoso II	2,01E+00	3,01E+00	3,86E-04	5,79E-04	2,21E-02	3,31E-02	8,14E-01	4,48E-02	8,28E-02	5,55E+00	1,03E+01
MTG-78	Braided Arenoso II	1,84E+00	2,77E+00	2,54E-04	3,81E-04	1,46E-02	2,18E-02	8,69E-01	4,29E-02	6,96E-02	4,89E+00	7,94E+00
MTG-79	Braided Arenoso II	2,22E+00	3,32E+00	3,05E-04	4,58E-04	1,75E-02	2,62E-02	8,33E-01	4,71E-02	8,31E-02	6,45E+00	1,14E+01
MTG-80	Braided Arenoso II	1,86E+00	2,79E+00	2,56E-04	3,85E-04	1,47E-02	2,20E-02	8,68E-01	4,31E-02	7,01E-02	4,96E+00	8,06E+00
MTG-81	Braided Arenoso I	1,37E+00	2,06E+00	2,00E-04	3,01E-04	1,15E-02	1,72E-02	9,28E-01	3,71E-02	5,27E-02	3,15E+00	4,48E+00
MTG-82	Braided Arenoso I	2,10E+00	3,15E+00	4,29E-04	6,44E-04	2,45E-02	3,67E-02	8,04E-01	4,58E-02	8,69E-02	5,96E+00	1,13E+01
MTG-83	Braided Arenoso I	5,66E-01	8,49E-01	1,16E-04	1,73E-04	6,62E-03	9,92E-03	1,05E+00	2,38E-02	2,64E-02	8,33E-01	9,25E-01
MTG-84	Braided Arenoso II	1,42E+00	2,13E+00	2,23E-04	3,35E-04	1,28E-02	1,92E-02	9,06E-01	3,77E-02	5,63E-02	3,32E+00	4,95E+00
MTG-85	Braided Arenoso II	1,49E+00	2,23E+00	2,17E-04	3,25E-04	1,24E-02	1,86E-02	9,08E-01	3,86E-02	5,73E-02	3,55E+00	5,27E+00
MTG-86	Braided Arenoso II	1,37E+00	2,06E+00	2,00E-04	3,01E-04	1,15E-02	1,72E-02	9,27E-01	3,71E-02	5,28E-02	3,15E+00	4,49E+00
MTG-87	Braided Arenoso II	1,28E+00	1,92E+00	1,63E-04	2,44E-04	9,33E-03	1,40E-02	9,55E-01	3,57E-02	4,80E-02	2,82E+00	3,79E+00
MTG-88	Braided Arenoso II	1,47E+00	2,21E+00	1,88E-04	2,82E-04	1,07E-02	1,61E-02	9,27E-01	3,84E-02	5,47E-02	3,49E+00	4,98E+00
MTG-89	Braided Arenoso II	1,25E+00	1,87E+00	1,59E-04	2,38E-04	9,10E-03	1,36E-02	9,60E-01	3,53E-02	4,69E-02	2,72E+00	3,61E+00
MTG-90	Braided Arenoso II	1,62E+00	2,43E+00	1,70E-04	2,55E-04	9,74E-03	1,46E-02	9,35E-01	4,02E-02	5,63E-02	4,02E+00	5,63E+00
MTG-91	Braided Arenoso II	1,79E+00	2,69E+00	1,89E-04	2,83E-04	1,08E-02	1,62E-02	9,13E-01	4,24E-02	6,22E-02	4,70E+00	6,91E+00
MTG-92	Braided Arenoso II	1,92E+00	2,89E+00	2,02E-04	3,04E-04	1,16E-02	1,74E-02	8,98E-01	4,39E-02	6,66E-02	5,22E+00	7,93E+00
MTG-93	Braided Arenoso II	1,36E+00	2,04E+00	2,77E-04	4,16E-04	1,59E-02	2,38E-02	8,85E-01	3,69E-02	5,76E-02	3,10E+00	4,84E+00
MTG-94	Braided Arenoso II	1,31E+00	1,96E+00	1,30E-04	1,95E-04	7,43E-03	1,11E-02	9,92E-01	3,62E-02	4,50E-02	2,93E+00	3,65E+00
MTG-95	Braided Arenoso II	1,75E+00	2,62E+00	1,73E-04	2,60E-04	9,91E-03	1,49E-02	9,30E-01	4,18E-02	5,92E-02	4,51E+00	6,39E+00
MTG-96	Braided Arenoso II	1,33E+00	1,99E+00	1,31E-04	1,97E-04	7,52E-03	1,13E-02	9,89E-01	3,64E-02	4,56E-02	2,99E+00	3,74E+00
MTG-97	Braided Arenoso II	1,44E+00	2,16E+00	1,43E-04	2,14E-04	8,17E-03	1,22E-02	9,72E-01	3,79E-02	4,92E-02	3,38E+00	4,38E+00
MTG-98	Braided Arenoso I	1,52E+00	2,28E+00	2,59E-04	3,88E-04	1,48E-02	2,22E-02	9,00E-01	3,90E-02	5,89E-02	3,66E+00	5,54E+00
MTG-99	Braided Arenoso I	1,42E+00	2,13E+00	2,79E-04	4,19E-04	1,60E-02	2,40E-02	8,84E-01	3,77E-02	5,91E-02	3,32E+00	5,20E+00
MTG-100	Braided Arenoso I	1,41E+00	2,11E+00	2,76E-04	4,14E-04	1,58E-02	2,37E-02	8,95E-01	3,75E-02	5,73E-02	3,26E+00	4,99E+00

t0: Tensión de corte; S: Pendiente; S(°): Pendiente en grados; U: Velocidad principal; U*: Velocidad de corte; Re*: Reynolds de partículacorte,

Tabla 13, Parámetros hidráulicos de Cuevas de Ayllón (III)

N°	Estilo	Fluvial	Cf	Cf	Cz(m ^{1/2} /s)	Cz(m ^{1/2} /s)	ws (m/s)	Ws*	#	#
			τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5	τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5				
CUG-1	Braided Arenoso I		1,28E-03	1,92E-03	2,79E+01	2,28E+01	4,79E-03	7,02E+01	3,17E-01	2,59E-01
CUG-2	Braided Arenoso I		1,40E-03	2,10E-03	2,67E+01	2,18E+01	6,04E-03	1,15E+02	3,67E-01	2,99E-01
CUG-3	Braided Arenoso I		4,36E-03	6,54E-03	1,51E+01	1,24E+01	2,91E-02	2,32E+03	8,76E-01	7,15E-01
CUG-4	Braided Arenoso I		3,22E-03	4,83E-03	1,76E+01	1,44E+01	1,94E-02	1,13E+03	7,13E-01	5,82E-01
CUG-5	Braided Arenoso I		2,60E-03	3,90E-03	1,96E+01	1,60E+01	1,40E-02	6,06E+02	5,95E-01	4,86E-01
CUG-6	Braided Arenoso I		1,58E-03	2,37E-03	2,52E+01	2,05E+01	6,04E-03	1,15E+02	3,67E-01	2,99E-01
CUG-7	Braided Arenoso II		3,30E-03	4,95E-03	1,74E+01	1,42E+01	2,10E-02	1,31E+03	7,44E-01	6,07E-01
CUG-8	Braided Arenoso II		3,01E-03	4,52E-03	1,82E+01	1,49E+01	1,84E-02	1,02E+03	6,91E-01	5,65E-01
CUG-9	Braided Arenoso II		3,41E-03	5,12E-03	1,71E+01	1,40E+01	2,13E-02	1,35E+03	7,46E-01	6,09E-01
CUG-10	Braided Arenoso II		3,46E-03	5,19E-03	1,70E+01	1,39E+01	2,19E-02	1,39E+03	7,57E-01	6,18E-01
CUG-11	Braided Arenoso II		2,78E-03	4,18E-03	1,90E+01	1,55E+01	1,69E-02	8,61E+02	6,59E-01	5,38E-01
CUG-12	Braided Arenoso II		3,32E-03	4,98E-03	1,74E+01	1,42E+01	2,02E-02	1,21E+03	7,26E-01	5,93E-01
CUG-13	Braided Arenoso II		2,92E-03	4,37E-03	1,85E+01	1,51E+01	1,52E-02	7,05E+02	6,22E-01	5,08E-01
CUG-14	Braided Arenoso II		1,95E-03	2,92E-03	2,27E+01	1,85E+01	1,05E-02	3,52E+02	5,09E-01	4,15E-01
CUG-15	Braided Arenoso II		1,93E-03	2,90E-03	2,27E+01	1,86E+01	1,03E-02	3,39E+02	5,03E-01	4,11E-01
CUG-16	Braided Arenoso II		6,06E-03	9,08E-03	1,28E+01	1,05E+01	3,74E-02	3,59E+03	9,92E-01	8,10E-01
CUG-17	Braided Arenoso II		4,13E-03	6,20E-03	1,56E+01	1,27E+01	2,21E-02	1,44E+03	7,64E-01	6,24E-01
CUG-18	Braided Arenoso II		4,01E-03	6,01E-03	1,58E+01	1,29E+01	1,97E-02	1,15E+03	7,15E-01	5,84E-01
CUG-19	Braided Arenoso II		2,79E-03	4,18E-03	1,89E+01	1,55E+01	1,17E-02	4,35E+02	5,41E-01	4,42E-01
CUG-20	Braided Arenoso II		3,57E-03	5,35E-03	1,67E+01	1,37E+01	1,94E-02	1,13E+03	7,13E-01	5,82E-01
CUG-21	Braided Arenoso II		3,21E-03	4,81E-03	1,77E+01	1,44E+01	1,66E-02	8,46E+02	6,56E-01	5,35E-01
CUG-22	Braided Arenoso II		2,57E-03	3,85E-03	1,97E+01	1,61E+01	1,23E-02	4,81E+02	5,57E-01	4,55E-01
CUG-23	Braided Arenoso I		3,72E-03	5,58E-03	1,64E+01	1,34E+01	2,05E-02	1,25E+03	7,34E-01	5,99E-01
CUG-24	Braided Arenoso I		2,29E-03	3,43E-03	2,09E+01	1,71E+01	1,05E-02	3,52E+02	5,09E-01	4,15E-01
CUG-25	Braided Arenoso I		2,92E-03	4,38E-03	1,85E+01	1,51E+01	1,45E-02	6,48E+02	6,07E-01	4,95E-01
CUG-26	Braided Arenoso I		2,99E-03	4,49E-03	1,83E+01	1,49E+01	1,84E-02	1,02E+03	6,91E-01	5,65E-01
CUG-27	Braided Arenoso I		3,45E-03	5,17E-03	1,70E+01	1,39E+01	2,24E-02	1,46E+03	7,67E-01	6,26E-01
CUG-28	Braided Arenoso I		3,30E-03	4,95E-03	1,74E+01	1,42E+01	2,10E-02	1,31E+03	7,44E-01	6,07E-01
CUG-29	Braided Arenoso I		1,33E-03	2,00E-03	2,74E+01	2,24E+01	5,61E-03	9,79E+01	3,50E-01	2,86E-01
CUG-30	Braided Arenoso I		2,77E-03	4,16E-03	1,90E+01	1,55E+01	1,61E-02	7,97E+02	6,44E-01	5,26E-01
CUG-31	Braided Arenoso I		2,77E-03	4,16E-03	1,90E+01	1,55E+01	1,61E-02	7,97E+02	6,44E-01	5,26E-01
CUG-32	Braided Arenoso I		2,70E-03	4,05E-03	1,92E+01	1,57E+01	1,57E-02	7,50E+02	6,33E-01	5,17E-01
CUG-33	Braided Arenoso I		2,94E-03	4,41E-03	1,84E+01	1,51E+01	1,81E-02	1,00E+03	6,89E-01	5,62E-01
CUG-34	Braided Arenoso I		2,10E-03	3,15E-03	2,18E+01	1,78E+01	1,07E-02	3,65E+02	5,14E+00	4,20E+00
CUG-35	Braided Arenoso I		1,23E-03	1,85E-03	2,85E+01	2,32E+01	5,05E-03	7,87E+01	3,28E-01	2,68E-01
CUG-36	Braided Arenoso I		1,03E-03	1,54E-03	3,12E+01	2,55E+01	3,91E-03	4,52E+01	2,79E-01	2,27E-01
CUG-37	Braided Arenoso I		2,19E-03	3,29E-03	2,14E+01	1,74E+01	1,15E-02	4,19E+02	5,35E-01	4,37E-01
CUG-38	Braided Arenoso I		1,72E-03	2,57E-03	2,41E+01	1,97E+01	8,28E-03	2,19E+02	4,43E-01	3,62E-01
CUG-39	Braided Arenoso I		1,49E-03	2,24E-03	2,59E+01	2,11E+01	6,80E-03	1,47E+02	3,94E-01	3,22E-01
CUG-40	Braided Arenoso I		1,49E-03	2,24E-03	2,59E+01	2,11E+01	6,80E-03	1,47E+02	3,94E-01	3,22E-01
CUG-41	Braided Arenoso I		1,59E-03	2,39E-03	2,51E+01	2,05E+01	7,44E-03	1,76E+02	4,16E-01	3,39E-01
CUG-42	Braided Arenoso I		1,59E-03	2,39E-03	2,51E+01	2,05E+01	7,44E-03	1,76E+02	4,16E-01	3,39E-01
CUG-43	Braided Arenoso I		1,49E-03	2,24E-03	2,59E+01	2,11E+01	6,80E-03	1,47E+02	3,94E-01	3,22E-01
CUG-44	Braided Arenoso I		3,15E-03	4,73E-03	1,78E+01	1,45E+01	1,99E-02	1,19E+03	7,22E-01	5,91E-01
CUG-45	Braided Arenoso I		2,66E-03	3,99E-03	1,94E+01	1,58E+01	1,61E-02	7,97E+02	6,44E-01	5,26E-01
CUG-46	Braided Arenoso I		2,11E-03	3,16E-03	2,18E+01	1,78E+01	1,13E-02	4,05E+02	5,30E-01	4,33E-01
CUG-47	Braided Arenoso I		2,03E-03	3,05E-03	2,22E+01	1,81E+01	1,11E-02	3,91E+02	5,25E-01	4,28E-01
CUG-48	Braided Arenoso I		2,19E-03	3,28E-03	2,14E+01	1,75E+01	1,25E-02	4,96E+02	5,62E-01	4,59E-01
CUG-49	Braided Arenoso I		2,45E-03	3,67E-03	2,02E+01	1,65E+01	1,45E-02	6,48E+02	6,07E-01	4,95E-01
CUG-50	Braided Arenoso I		1,76E-03	2,64E-03	2,38E+01	1,95E+01	9,35E-03	2,80E+02	4,76E-01	3,89E-01

Cf: Coeficiente de fricción; Cz: Coeficiente de fricción de Chezy; ws: Velocidad de caída de partícula; Ws*: Velocidad de caída de partícula adimensional; #: Parámetro de Rouse; τ₀: Tensión de corte adimensional,

Nº Muestra	Estilo Fluvial	Cf	Cf	Cz(m ^{1/2} /s)	Cz(m ^{1/2} /s)	ws (m/s)	Ws*	#	#
		τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5	τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5				
CUG-51	Braided Arenoso I	2,30E-03	3,44E-03	2,09E+01	1,70E+01	1,34E-02	5,54E+02	5,80E-01	4,73E-01
CUG-52	Braided Arenoso I	3,24E-03	4,86E-03	1,76E+01	1,44E+01	1,91E-02	1,09E+03	7,05E-01	5,76E-01
CUG-53	Braided Arenoso I	2,43E-03	3,64E-03	2,03E+01	1,66E+01	1,17E-02	4,35E+02	5,41E-01	4,42E-01
CUG-54	Braided Arenoso I	2,56E-03	3,83E-03	1,98E+01	1,61E+01	1,25E-02	4,96E+02	5,62E-01	4,59E-01
CUG-55	Braided Arenoso II	2,45E-03	3,68E-03	2,02E+01	1,65E+01	1,09E-02	3,78E+02	5,19E-01	4,24E-01
CUG-56	Braided Arenoso II	2,27E-03	3,40E-03	2,10E+01	1,72E+01	9,16E-03	2,70E+02	4,71E-01	3,84E-01
CUG-57	Braided Arenoso I	2,27E-03	3,40E-03	2,10E+01	1,72E+01	1,07E-02	3,65E+02	5,14E-01	4,20E-01
CUG-58	Braided Arenoso II	2,00E-03	3,00E-03	2,24E+01	1,83E+01	8,28E-03	2,19E+02	4,43E-01	3,62E-01
CUG-59	Braided Arenoso II	2,33E-03	3,49E-03	2,07E+01	1,69E+01	1,01E-02	3,26E+02	4,98E-01	4,06E-01
CUG-60	Braided Arenoso II	1,85E-03	2,78E-03	2,32E+01	1,90E+01	7,44E-03	1,76E+02	4,16E-01	3,39E-01
CUG-61	Braided Arenoso II	2,18E-03	3,28E-03	2,14E+01	1,75E+01	9,35E-03	2,80E+02	4,76E-01	3,89E-01
CUG-62	Braided Arenoso II	3,13E-03	4,70E-03	1,79E+01	1,46E+01	1,61E-02	7,97E+02	6,44E-01	5,26E-01
CUG-63	Braided Arenoso II	2,43E-03	3,64E-03	2,03E+01	1,66E+01	1,15E-02	4,19E+02	5,35E-01	4,37E-01
CUG-64	Braided Arenoso II	2,48E-03	3,72E-03	2,01E+01	1,64E+01	1,11E-02	3,91E+02	5,25E-01	4,28E-01
CUG-65	Braided Mixto	3,45E-03	5,18E-03	1,70E+01	1,39E+01	2,13E-02	1,33E+03	7,46E-01	6,09E-01
CUG-66	Braided Mixto	2,44E-03	3,66E-03	2,02E+01	1,65E+01	1,29E-02	5,15E+02	5,68E-01	4,63E-01
CUG-67	Braided Mixto	3,35E-03	5,03E-03	1,73E+01	1,41E+01	2,10E-02	1,31E+03	7,44E-01	6,07E-01
CUG-68	Braided Mixto	3,28E-03	4,92E-03	1,75E+01	1,43E+01	2,02E-02	1,21E+03	7,26E-01	5,93E-01
CUG-69	Braided Mixto	1,84E-03	2,77E-03	2,33E+01	1,90E+01	7,77E-03	1,99E+02	4,27E-01	3,48E-01
CUG-70	Braided Arenoso II	3,02E-03	4,54E-03	1,82E+01	1,48E+01	1,29E-02	5,15E+02	5,68E-01	4,63E-01
CUG-71	Braided Arenoso II	2,06E-03	3,09E-03	2,20E+01	1,80E+01	8,28E-03	2,19E+02	4,43E-01	3,62E-01
CUG-72	Braided Arenoso II	2,06E-03	3,09E-03	2,20E+01	1,80E+01	7,77E-03	1,93E+02	4,27E-01	3,48E-01
CUG-73	Braided Arenoso II	3,59E-03	5,38E-03	1,67E+01	1,36E+01	2,24E-02	1,46E+03	7,67E-01	6,26E-01
CUG-74	Braided Arenoso II	2,68E-03	4,01E-03	1,93E+01	1,58E+01	1,49E-02	6,92E+02	6,19E-01	5,05E-01
CUG-75	Braided Arenoso II	2,04E-03	3,06E-03	2,21E+01	1,81E+01	1,01E-02	3,26E+02	4,98E-01	4,06E-01
CUG-76	Braided Arenoso II	1,96E-03	2,94E-03	2,26E+01	1,84E+01	9,53E-03	2,92E+02	4,81E-01	3,93E-01
CUG-77	Braided Arenoso II	2,77E-03	4,15E-03	1,90E+01	1,55E+01	1,54E-02	7,37E+02	6,30E-01	5,14E-01
CUG-78	Braided Arenoso II	2,21E-03	3,31E-03	2,13E+01	1,74E+01	1,13E-02	4,05E+02	5,30E-01	4,33E-01
CUG-79	Braided Arenoso II	3,01E-03	4,52E-03	1,82E+01	1,49E+01	1,74E-02	9,11E+02	6,70E-01	5,47E-01
CUG-80	Braided Arenoso II	2,98E-03	4,47E-03	1,83E+01	1,50E+01	1,52E-02	7,05E+02	6,22E-01	5,08E-01
CUG-81	Braided Arenoso II	2,01E-03	3,02E-03	2,23E+01	1,82E+01	8,80E-03	2,49E+02	4,60E-01	3,75E-01
CUG-82	Braided Arenoso II	2,31E-03	3,46E-03	2,08E+01	1,70E+01	1,07E-02	3,65E+02	5,14E-01	4,20E-01
CUG-83	Braided Arenoso II	2,15E-03	3,23E-03	2,16E+01	1,76E+01	9,72E-03	3,02E+02	4,86E-01	3,97E-01
CUG-84	Braided Arenoso II	2,56E-03	3,84E-03	1,98E+01	1,61E+01	1,23E-02	4,81E+02	5,57E-01	4,55E-01
CUG-85	Braided Arenoso II	2,98E-03	4,47E-03	1,83E+01	1,50E+01	1,52E-02	7,05E+02	6,22E-01	5,08E-01
CUG-86	Braided Arenoso II	2,76E-03	4,14E-03	1,90E+01	1,55E+01	1,57E-02	7,50E+02	6,33E-01	5,17E-01
CUG-87	Braided Mixto	3,51E-03	5,27E-03	1,69E+01	1,38E+01	1,76E-02	9,48E+02	6,78E-01	5,53E-01
CUG-88	Braided Mixto	3,89E-03	5,83E-03	1,60E+01	1,31E+01	2,02E-02	1,21E+03	7,26E-01	5,93E-01
CUG-89	Braided Mixto	3,95E-03	5,92E-03	1,59E+01	1,30E+01	2,08E-02	1,27E+03	7,36E-01	6,01E-01
CUG-90	Braided Mixto	3,39E-03	5,09E-03	1,72E+01	1,40E+01	1,69E-02	8,61E+02	6,59E-01	5,38E-01
CUG-91	Braided Arenoso II	1,55E-03	2,33E-03	2,54E+01	2,07E+01	6,19E-03	1,21E+02	3,72E-01	3,04E-01
CUG-92	Braided Arenoso II	1,55E-03	2,33E-03	2,54E+01	2,07E+01	6,19E-03	1,21E+02	3,72E-01	3,04E-01
CUG-93	Braided Arenoso II	1,74E-03	2,61E-03	2,40E+01	1,96E+01	7,28E-03	1,69E+02	4,10E-01	3,35E-01
CUG-94	Braided Arenoso II	3,12E-03	4,68E-03	1,79E+01	1,46E+01	1,61E-02	7,97E+02	6,44E-01	5,26E-01
CUG-95	Braided Mixto	2,28E-03	3,41E-03	2,10E+01	1,71E+01	1,05E-02	3,52E+02	5,09E-01	4,15E-01
CUG-96	Braided Mixto	3,16E-03	4,74E-03	1,78E+01	1,45E+01	1,89E-02	1,07E+03	7,02E-01	5,73E-01
CUG-97	Braided Mixto	3,74E-03	5,60E-03	1,64E+01	1,34E+01	2,39E-02	1,64E+03	7,94E-01	6,48E-01
CUG-98	Braided Mixto	4,33E-03	6,50E-03	1,52E+01	1,24E+01	2,57E-02	1,86E+03	8,23E-01	6,72E-01
CUG-99	Braided Mixto	4,57E-03	6,86E-03	1,48E+01	1,21E+01	2,45E-02	1,71E+03	8,03E-01	6,56E-01
CUG-100	Braided Mixto	5,08E-03	7,62E-03	1,40E+01	1,15E+01	2,94E-02	2,38E+03	8,83E-01	7,21E-01

Cf: Coeficiente de fricción; Cz: Coeficiente de fricción de Chezy; ws: Velocidad de caída de partícula; Ws* Velocidad de caída de partícula adimensional; #: Parámetro de Rouse; τ₀: Tensión de corte adimensional,

Tabla 14, Parámetros hidráulicos de Montojo de Tiermes (III)

Nº Muestra	Estilo Fluvial	Cf	Cf	Cz(m ^{1/2} /s)	Cz(m ^{1/2} /s)	w ^s (m/s)	W _s *	#	#
		τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5	τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5				
MTG-1	Braided Arenoso I	2,91E-03	4,36E-03	1,85E+01	1,04E+01	1,36E-02	5,82E+02	5,89E-01	3,29E-01
MTG-2	Braided Arenoso I	1,82E-03	2,74E-03	2,34E+01	1,52E+01	7,28E-03	1,69E+02	4,10E-01	2,67E-01
MTG-3	Braided Arenoso I	1,67E-03	2,51E-03	2,44E+01	1,64E+01	6,49E-03	1,33E+02	3,83E-01	2,57E-01
MTG-4	Braided Arenoso I	9,31E-04	1,40E-03	3,28E+01	2,65E+01	2,92E-03	2,36E+01	2,30E-01	1,86E-01
MTG-5	Braided Arenoso I	1,97E-03	2,96E-03	2,25E+01	1,49E+01	8,80E-03	2,49E+02	4,60E-01	3,05E-01
MTG-6	Braided Arenoso I	1,29E-03	1,93E-03	2,79E+01	2,11E+01	4,92E-03	7,41E+01	3,22E-01	2,45E-01
MTG-7	Braided Arenoso I	1,55E-03	2,33E-03	2,54E+01	1,79E+01	6,19E-03	1,21E+02	3,72E-01	2,63E-01
MTG-8	Braided Arenoso I	1,25E-03	1,88E-03	2,82E+01	2,17E+01	4,79E-03	7,02E+01	3,17E-01	2,44E-01
MTG-9	Braided Arenoso I	1,40E-03	2,10E-03	2,67E+01	1,99E+01	5,61E-03	9,79E+01	3,50E-01	2,60E-01
MTG-10	Braided Mixto	1,08E-03	1,62E-03	3,04E+01	2,42E+01	3,80E-03	4,22E+01	2,73E-01	2,17E-01
MTG-11	Braided Mixto	6,04E-04	9,07E-04	4,07E+01	3,73E+01	1,58E-03	5,70E+00	1,51E-01	1,38E-01
MTG-12	Braided Mixto	4,81E-04	7,22E-04	4,50E+01	4,50E+01	1,16E-03	2,75E+00	1,21E-01	1,20E-01
MTG-13	Braided Mixto	2,40E-03	3,60E-03	2,04E+01	1,24E+01	1,09E-02	3,78E+02	5,19E-01	3,14E-01
MTG-14	Braided Mixto	1,88E-03	2,82E-03	2,31E+01	1,51E+01	7,77E-03	1,93E+02	4,27E-01	2,79E-01
MTG-15	Braided Mixto	2,04E-03	3,06E-03	2,22E+01	1,38E+01	8,28E-03	2,19E+02	4,43E-01	2,76E-01
MTG-16	Braided Mixto	1,95E-03	2,93E-03	2,26E+01	1,43E+01	7,77E-03	1,93E+02	4,27E-01	2,69E-01
MTG-17	Braided Mixto	2,82E-03	4,24E-03	1,88E+01	1,06E+01	1,29E-02	5,15E+02	5,68E-01	3,18E-01
MTG-18	Braided Mixto	1,40E-03	2,10E-03	2,68E+01	1,82E+01	4,66E-03	6,59E+01	3,11E-01	2,12E-01
MTG-19	Braided Mixto	1,46E-03	2,20E-03	2,61E+01	1,74E+01	4,92E-03	8,46E+01	3,37E-01	2,25E-01
MTG-20	Braided Mixto	1,30E-03	1,96E-03	2,77E+01	1,93E+01	4,28E-03	5,48E+01	2,95E-01	2,06E-01
MTG-21	Braided Mixto	7,11E-03	1,07E-02	1,19E+01	5,42E+00	5,44E-02	6,59E+03	1,18E+00	5,38E-01
MTG-22	Braided Mixto	4,05E-03	6,08E-03	1,57E+01	8,29E+00	2,36E-02	1,59E+03	7,86E-01	4,15E-01
MTG-23	Braided Mixto	3,64E-03	5,46E-03	1,66E+01	9,01E+00	2,02E-02	1,21E+03	7,26E-01	3,95E-01
MTG-24	Braided Arenoso II	2,10E-03	3,15E-03	2,18E+01	1,42E+01	9,53E-03	2,92E+02	4,81E-01	3,12E-01
MTG-25	Braided Arenoso II	1,45E-03	2,18E-03	2,62E+01	1,81E+01	5,19E-03	8,29E+01	3,33E-01	2,30E-01
MTG-26	Braided Arenoso II	1,38E-03	2,07E-03	2,69E+01	1,88E+01	4,79E-03	7,02E+01	3,17E-01	2,22E-01
MTG-27	Braided Arenoso II	3,93E-03	5,90E-03	1,59E+01	9,21E+00	2,66E-02	1,99E+03	8,39E-01	4,85E-01
MTG-28	Braided Arenoso II	3,50E-03	5,25E-03	1,69E+01	1,01E+01	2,27E-02	1,51E+03	7,74E-01	4,64E-01
MTG-29	Braided Arenoso II	3,73E-03	5,60E-03	1,64E+01	9,61E+00	2,48E-02	1,74E+03	8,06E-01	4,73E-01
MTG-30	Braided Arenoso II	2,36E-03	3,54E-03	2,06E+01	1,39E+01	1,32E-02	5,42E+02	5,76E-01	3,90E-01
MTG-31	Braided Arenoso II	2,07E-03	3,10E-03	2,20E+01	1,45E+01	9,53E-03	2,92E+02	4,81E-01	3,17E-01
MTG-32	Braided Arenoso II	3,45E-03	5,18E-03	1,70E+01	9,58E+00	1,94E-02	1,13E+03	7,13E-01	4,01E-01
MTG-33	Braided Arenoso II	1,50E-03	2,24E-03	2,59E+01	1,99E+01	6,80E-03	1,47E+02	3,94E-01	3,03E-01
MTG-34	Braided Arenoso II	2,10E-03	3,15E-03	2,18E+01	1,51E+01	1,09E-02	3,78E+02	5,19E-01	3,60E-01
MTG-35	Braided Arenoso II	1,76E-03	2,64E-03	2,39E+01	1,63E+01	7,44E-03	1,76E+02	4,16E-01	2,84E-01
MTG-36	Braided Arenoso II	3,67E-03	5,50E-03	1,65E+01	8,80E+00	1,97E-02	1,15E+03	7,15E-01	3,81E-01
MTG-37	Braided Mixto	3,50E-03	5,25E-03	1,69E+01	9,19E+00	1,86E-02	1,03E+03	6,94E-01	3,77E-01
MTG-38	Braided Mixto	2,27E-03	3,41E-03	2,10E+01	1,37E+01	1,13E-02	4,05E+02	5,30E-01	3,45E-01
MTG-39	Braided Mixto	3,38E-03	5,08E-03	1,72E+01	9,86E+00	1,94E-02	1,13E+03	7,13E-01	4,09E-01
MTG-40	Braided Arenoso II	2,94E-03	4,41E-03	1,85E+01	1,17E+01	1,79E-02	9,64E+02	6,81E-01	4,31E-01
MTG-41	Braided Arenoso II	2,48E-03	3,72E-03	2,01E+01	1,34E+01	1,40E-02	6,06E+02	5,95E-01	3,96E-01
MTG-42	Braided Arenoso II	2,64E-03	3,96E-03	1,95E+01	1,28E+01	1,54E-02	7,37E+02	6,30E-01	4,13E-01
MTG-43	Braided Arenoso II	3,66E-03	5,48E-03	1,65E+01	9,73E+00	2,39E-02	1,64E+03	7,94E-01	4,67E-01
MTG-44	Braided Arenoso II	2,95E-03	4,43E-03	1,84E+01	1,15E+01	1,76E-02	9,48E+02	6,78E-01	4,25E-01
MTG-45	Braided Arenoso II	2,50E-03	3,74E-03	2,00E+01	1,32E+01	1,40E-02	6,06E+02	5,95E-01	3,94E-01
MTG-46	Braided Arenoso II	2,17E-03	3,25E-03	2,15E+01	1,48E+01	1,15E-02	4,19E+02	5,35E-01	3,68E-01
MTG-47	Braided Arenoso II	2,07E-03	3,11E-03	2,20E+01	1,39E+01	8,80E-03	2,49E+02	4,60E+00	2,90E+00
MTG-48	Braided Mixto	2,63E-03	3,94E-03	1,95E+01	1,28E+01	1,54E-02	7,37E+02	6,30E-01	4,15E-01
MTG-49	Braided Mixto	3,06E-03	4,59E-03	1,81E+01	1,13E+01	1,89E-02	1,07E+03	7,02E-01	4,39E-01
MTG-50	Braided Mixto	1,98E-03	2,98E-03	2,24E+01	1,61E+01	1,05E-02	3,52E+02	5,09E-01	3,65E-01

Cf: Coeficiente de fricción; Cz: Coeficiente de fricción de Chezy; ws: Velocidad de caída de partícula; W_s*: Velocidad de caída de partícula adimensional; #: Parámetro de Rouse; τ₀: Tensión de corte adimensional.

N° Muestra	Estilo Fluvial	Cf $\tau_0=1,0$	Cf $\tau_0=1,5$	Cz(m ^{1/2} /s) $\tau_0=1,0$	Cz(m ^{1/2} /s) $\tau_0=1,5$	ws (m/s)	Ws*	#	#
MTG-51	Braided Arenoso II	3,98E-03	5,98E-03	1,58E+01	7,77E+00	1,97E-02	1,15E+00	7,15E-02	3,51E-02
MTG-52	Braided Arenoso II	1,87E-03	2,81E-03	2,31E+01	1,56E+01	8,28E-03	2,19E+02	4,43E-01	2,99E-01
MTG-53	Braided Arenoso II	2,86E-03	4,28E-03	1,87E+01	1,10E+01	1,45E-02	6,48E+02	6,07E-01	3,56E-01
MTG-54	Braided Arenoso II	2,13E-03	3,19E-03	2,17E+01	1,47E+01	1,07E-02	3,65E+02	5,14E-01	3,47E-01
MTG-55	Braided Arenoso II	2,17E-03	3,26E-03	2,15E+01	1,43E+01	1,09E-02	3,78E+02	5,19E-01	3,47E-01
MTG-56	Braided Arenoso II	2,88E-03	4,33E-03	1,86E+01	1,15E+01	1,64E-02	8,12E+02	6,47E-01	4,00E-01
MTG-57	Braided Arenoso II	2,64E-03	3,96E-03	1,95E+01	1,24E+01	1,45E-02	6,48E+02	6,07E-01	3,85E-01
MTG-58	Braided Arenoso II	2,16E-03	3,25E-03	2,15E+01	1,57E+01	1,29E-02	5,15E+02	5,68E-01	4,16E-01
MTG-59	Braided Arenoso II	2,44E-03	3,66E-03	2,02E+01	1,40E+01	1,47E-02	6,79E+02	6,15E-01	4,26E-01
MTG-60	Braided Arenoso II	2,46E-03	3,70E-03	2,01E+01	1,39E+01	1,49E-02	6,92E+02	6,19E-01	4,27E-01
MTG-61	Braided Arenoso II	2,12E-03	3,18E-03	2,17E+01	1,57E+01	1,21E-02	4,64E+02	5,51E-01	3,99E-01
MTG-62	Braided Arenoso II	1,67E-03	2,51E-03	2,45E+01	1,91E+01	8,80E-03	2,49E+02	4,60E-01	3,60E-01
MTG-63	Braided Arenoso II	2,38E-03	3,58E-03	2,05E+01	1,18E+01	9,72E-03	3,02E+02	4,86E-01	2,80E-01
MTG-64	Braided Arenoso II	2,21E-03	3,32E-03	2,13E+01	1,43E+01	1,15E-02	4,19E+02	5,35E-01	3,61E-01
MTG-65	Braided Arenoso II	3,66E-03	5,49E-03	1,65E+01	9,55E+00	2,30E-02	1,52E+03	7,77E-01	4,48E-01
MTG-66	Braided Arenoso II	3,88E-03	5,82E-03	1,60E+01	9,11E+00	2,51E-02	1,79E+03	8,13E-01	4,62E-01
MTG-67	Braided Arenoso II	3,33E-03	5,00E-03	1,73E+01	1,02E+01	1,99E-02	1,19E+03	7,23E-01	4,27E-01
MTG-68	Braided Arenoso II	4,15E-03	6,23E-03	1,55E+01	8,69E+00	2,78E-02	2,15E+03	8,58E-01	4,80E-01
MTG-69	Braided Arenoso II	4,06E-03	6,09E-03	1,57E+01	8,83E+00	2,69E-02	2,02E+03	8,41E-01	4,73E-01
MTG-70	Braided Arenoso II	2,93E-03	4,39E-03	1,85E+01	1,15E+01	1,71E-02	8,96E+02	6,67E-01	4,15E-01
MTG-71	Braided Arenoso II	2,93E-03	4,39E-03	1,85E+01	1,15E+01	1,71E-02	8,96E+02	6,67E-01	4,15E-01
MTG-72	Braided Arenoso II	3,01E-03	4,52E-03	1,82E+01	1,16E+01	1,91E-02	1,09E+03	7,05E-01	4,51E-01
MTG-73	Braided Arenoso II	2,69E-03	4,03E-03	1,93E+01	1,28E+01	1,64E-02	8,12E+02	6,47E-01	4,29E-01
MTG-74	Braided Arenoso II	2,05E-03	3,07E-03	2,21E+01	1,60E+01	1,13E-02	4,05E+02	5,30E-01	3,83E-01
MTG-75	Braided Arenoso II	2,01E-03	3,01E-03	2,23E+01	1,63E+01	1,11E-02	3,91E+02	5,25E-01	3,83E-01
MTG-76	Braided Arenoso II	3,71E-03	5,57E-03	1,64E+01	8,41E+00	1,86E-02	1,03E+03	6,94E-01	3,56E-01
MTG-77	Braided Arenoso II	3,03E-03	4,54E-03	1,82E+01	9,83E+00	1,38E-02	5,94E+02	5,92E-01	3,20E-01
MTG-78	Braided Arenoso II	2,44E-03	3,66E-03	2,02E+01	1,25E+01	1,17E-02	4,35E+02	5,41E-01	3,34E-01
MTG-79	Braided Arenoso II	3,19E-03	4,79E-03	1,77E+01	1,00E+01	1,69E-02	8,61E+02	6,59E-01	3,73E-01
MTG-80	Braided Arenoso II	2,47E-03	3,70E-03	2,01E+01	1,24E+01	1,19E-02	4,50E+02	5,46E-01	3,36E-01
MTG-81	Braided Arenoso I	1,60E-03	2,39E-03	2,50E+01	1,76E+01	6,49E-03	1,33E+02	3,83E-01	2,69E-01
MTG-82	Braided Arenoso I	3,25E-03	4,88E-03	1,75E+01	9,26E+00	1,52E-02	7,05E+02	6,22E-01	3,28E-01
MTG-83	Braided Arenoso I	5,13E-04	7,70E-04	4,41E+01	3,97E+01	1,10E-03	2,35E+00	1,16E-01	1,04E-01
MTG-84	Braided Arenoso II	1,73E-03	2,60E-03	2,40E+01	1,61E+01	6,96E-03	1,54E+02	4,00E-01	2,68E-01
MTG-85	Braided Arenoso II	1,80E-03	2,71E-03	2,35E+01	1,58E+01	7,60E-03	1,85E+02	4,21E-01	2,84E-01
MTG-86	Braided Arenoso II	1,60E-03	2,40E-03	2,50E+01	1,75E+01	6,49E-03	1,33E+02	3,83E-01	2,69E-01
MTG-87	Braided Arenoso II	1,40E-03	2,10E-03	2,67E+01	1,99E+01	5,61E-03	9,79E+01	3,50E-01	2,60E-01
MTG-88	Braided Arenoso II	1,71E-03	2,57E-03	2,42E+01	1,70E+01	7,44E-03	1,76E+02	4,16E-01	2,92E-01
MTG-89	Braided Arenoso II	1,35E-03	2,03E-03	2,72E+01	2,05E+01	5,33E-03	8,77E+01	3,39E-01	2,55E-01
MTG-90	Braided Arenoso II	1,85E-03	2,77E-03	2,33E+01	1,66E+01	8,98E-03	2,59E+02	4,65E-01	3,32E-01
MTG-91	Braided Arenoso II	2,15E-03	3,23E-03	2,16E+01	1,47E+01	1,11E-02	3,91E+02	5,25E-01	3,57E-01
MTG-92	Braided Arenoso II	2,39E-03	3,58E-03	2,05E+01	1,35E+01	1,27E-02	5,13E+02	5,68E-01	3,74E-01
MTG-93	Braided Arenoso II	1,73E-03	2,60E-03	2,40E+01	1,54E+01	6,34E-03	1,27E+02	3,77E-01	2,41E-01
MTG-94	Braided Arenoso II	1,33E-03	2,00E-03	2,74E+01	2,20E+01	5,89E-03	1,09E+02	3,61E-01	2,90E-01
MTG-95	Braided Arenoso II	2,02E-03	3,03E-03	2,23E+01	1,57E+01	1,05E-02	3,52E+02	5,09E-01	3,59E-01
MTG-96	Braided Arenoso II	1,36E-03	2,03E-03	2,72E+01	2,17E+01	6,04E-03	1,15E+02	3,67E-01	2,93E-01
MTG-97	Braided Arenoso II	1,52E-03	2,28E-03	2,56E+01	1,98E+01	7,12E-03	1,61E+02	4,05E-01	3,12E-01
MTG-98	Braided Arenoso I	1,88E-03	2,81E-03	2,31E+01	1,53E+01	7,94E-03	2,01E+02	4,32E-01	2,86E-01
MTG-99	Braided Arenoso I	1,82E-03	2,73E-03	2,34E+01	1,50E+01	6,96E-03	1,54E+02	4,00E-01	2,55E-01
MTG-100	Braided Arenoso I	1,76E-03	2,63E-03	2,39E+01	1,56E+01	6,80E-03	1,47E+02	3,94E-01	2,58E-01

Cf: Coeficiente de fricción; Cz: Coeficiente de fricción de Chezy; ws: Velocidad de caída de partícula; Ws* Velocidad de caída de partícula adimensional; #: Parámetro de Rouse; τ_0 : Tensión de corte adimensional,

Tabla 15, Parámetros hidráulicos de Cuevas de Ayllón (IV)

Nº	Estilo Fluvial	qs*	qs*	qs(m³/s)	qs(m³/s)	qw (m²/ s)	qw*	Q(m³/s)	Q*
		τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5	τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5				
CU-G-1	Braided Arenoso I	3,90E+01	7,17E+01	9,79E-05	1,80E-04	2,50E-01	1,75E+09	8,06E+00	5,65E+10
CU-G-2	Braided Arenoso I	3,58E+01	6,57E+01	1,07E-04	1,96E-04	2,53E-01	1,33E+09	1,13E+01	5,94E+10
CU-G-3	Braided Arenoso I	1,15E+01	2,11E+01	1,11E-04	2,05E-04	2,53E-01	1,86E+08	1,13E+01	8,33E+09
CU-G-4	Braided Arenoso I	1,55E+01	2,85E+01	1,11E-04	2,04E-04	7,30E-01	8,90E+08	3,27E+01	3,98E+10
CU-G-5	Braided Arenoso I	1,92E+01	3,54E+01	1,08E-04	1,99E-04	7,50E-01	1,37E+09	3,35E+01	6,13E+10
CU-G-6	Braided Arenoso I	3,16E+01	5,81E+01	9,45E-05	1,74E-04	1,65E-01	8,65E+08	4,47E+00	2,34E+10
CU-G-7	Braided Arenoso II	1,52E+01	2,78E+01	1,15E-04	2,12E-04	1,04E-01	1,15E+08	2,54E+00	2,80E+09
CU-G-8	Braided Arenoso II	1,66E+01	3,05E+01	1,14E-04	2,10E-04	1,93E-01	2,52E+08	4,71E+00	6,15E+09
CU-G-9	Braided Arenoso II	1,46E+01	2,69E+01	1,13E-04	2,07E-04	1,54E-01	1,67E+08	3,76E+00	4,08E+09
CU-G-10	Braided Arenoso II	1,45E+01	2,66E+01	1,13E-04	2,08E-04	3,16E-01	3,32E+08	4,37E+00	4,59E+09
CU-G-11	Braided Arenoso II	1,80E+01	3,30E+01	1,16E-04	2,13E-04	3,03E-01	4,41E+08	4,20E+00	6,10E+09
CU-G-12	Braided Arenoso II	1,51E+01	2,77E+01	1,11E-04	2,05E-04	2,91E-01	3,37E+08	5,87E+00	6,80E+09
CU-G-13	Braided Arenoso II	1,71E+01	3,15E+01	1,02E-04	1,88E-04	2,72E-01	4,50E+08	5,48E+00	9,09E+09
CU-G-14	Braided Arenoso II	2,57E+01	4,72E+01	1,16E-04	2,13E-04	3,13E-01	8,24E+08	6,31E+00	1,66E+10
CU-G-15	Braided Arenoso II	2,59E+01	4,75E+01	1,15E-04	2,11E-04	3,12E-01	8,42E+08	6,30E+00	1,70E+10
CU-G-16	Braided Arenoso II	8,26E+00	1,52E+01	9,67E-05	1,78E-04	4,43E-01	2,35E+08	5,11E+00	2,74E+09
CU-G-17	Braided Arenoso II	1,21E+01	2,22E+01	9,58E-05	1,76E-04	4,70E-01	4,87E+08	5,42E+00	5,61E+09
CU-G-18	Braided Arenoso II	1,25E+01	2,29E+01	9,04E-05	1,66E-04	1,16E-01	1,39E+08	1,22E+00	1,46E+09
CU-G-19	Braided Arenoso II	1,79E+01	3,29E+01	8,78E-05	1,61E-04	7,32E-02	1,68E+08	9,04E-01	2,08E+09
CU-G-20	Braided Arenoso II	1,40E+01	2,57E+01	1,00E-04	1,84E-04	2,45E-01	2,98E+08	5,82E+00	7,10E+09
CU-G-21	Braided Arenoso II	1,56E+01	2,86E+01	9,94E-05	1,83E-04	3,23E-01	4,78E+08	7,66E+00	1,14E+10
CU-G-22	Braided Arenoso II	1,95E+01	3,57E+01	9,90E-05	1,82E-04	4,12E-01	8,88E+08	9,79E+00	2,11E+10
CU-G-23	Braided Arenoso I	1,34E+01	2,47E+01	1,00E-04	1,84E-04	5,91E-01	6,74E+08	2,29E+01	2,61E+10
CU-G-24	Braided Arenoso I	2,19E+01	4,02E+01	9,87E-05	1,81E-04	8,74E-02	2,30E+08	3,39E+00	8,93E+09
CU-G-25	Braided Arenoso I	1,71E+01	3,15E+01	9,86E-05	1,81E-04	8,39E-02	1,47E+08	3,25E+00	5,71E+09
CU-G-26	Braided Arenoso I	1,67E+01	3,07E+01	1,15E-04	2,11E-04	3,08E-01	4,02E+08	1,19E+01	1,56E+10
CU-G-27	Braided Arenoso I	1,45E+01	2,67E+01	1,16E-04	2,13E-04	9,90E-01	1,01E+09	3,84E+01	3,91E+10
CU-G-28	Braided Arenoso I	1,52E+01	2,78E+01	1,15E-04	2,12E-04	9,96E-01	1,10E+09	3,86E+01	4,26E+10
CU-G-29	Braided Arenoso I	3,75E+01	6,89E+01	1,06E-04	1,95E-04	2,94E-01	1,69E+09	1,15E+01	6,63E+10
CU-G-30	Braided Arenoso I	1,80E+01	3,31E+01	1,12E-04	2,07E-04	1,59E-01	2,45E+08	6,95E+00	1,07E+10
CU-G-31	Braided Arenoso I	1,80E+01	3,31E+01	1,12E-04	2,07E-04	3,71E-01	5,71E+08	1,62E+01	2,49E+10
CU-G-32	Braided Arenoso I	1,85E+01	3,40E+01	1,13E-04	2,07E-04	4,45E-01	7,09E+08	2,05E+01	3,27E+10
CU-G-33	Braided Arenoso I	1,70E+01	3,13E+01	1,16E-04	2,13E-04	1,77E-01	2,35E+08	8,15E+00	1,08E+10
CU-G-34	Braided Arenoso I	2,38E+01	4,37E+01	1,09E-04	2,00E-04	1,37E-01	3,54E+08	5,39E+00	1,39E+10
CU-G-35	Braided Arenoso I	4,05E+01	7,44E+01	1,06E-04	1,94E-04	5,95E-01	3,90E+09	2,33E+01	1,53E+11
CU-G-36	Braided Arenoso I	4,87E+01	8,95E+01	1,05E-04	1,93E-04	6,12E-01	5,52E+09	2,40E+01	2,17E+11
CU-G-37	Braided Arenoso I	2,28E+01	4,19E+01	1,10E-04	2,02E-04	1,37E-01	3,22E+08	4,58E+00	1,08E+10
CU-G-38	Braided Arenoso I	2,91E+01	5,35E+01	1,10E-04	2,02E-04	2,85E-01	1,01E+09	9,54E+00	3,37E+10
CU-G-39	Braided Arenoso I	3,35E+01	6,16E+01	1,09E-04	2,01E-04	2,04E-01	9,23E+08	6,82E+00	3,08E+10
CU-G-40	Braided Arenoso I	3,35E+01	6,16E+01	1,09E-04	2,01E-04	2,43E-01	1,10E+09	8,12E+00	3,67E+10
CU-G-41	Braided Arenoso I	3,14E+01	5,78E+01	1,10E-04	2,02E-04	9,62E-02	3,89E+08	3,22E+00	1,30E+10
CU-G-42	Braided Arenoso I	3,14E+01	5,78E+01	1,10E-04	2,02E-04	7,70E-02	3,11E+08	2,57E+00	1,04E+10
CU-G-43	Braided Arenoso I	3,35E+01	6,16E+01	1,09E-04	2,01E-04	7,77E-02	3,51E+08	2,60E+00	1,18E+10
CU-G-44	Braided Arenoso I	1,59E+01	2,91E+01	1,16E-04	2,13E-04	3,06E-01	3,61E+08	1,02E+01	1,21E+10
CU-G-45	Braided Arenoso I	1,88E+01	3,46E+01	1,17E-04	2,16E-04	3,16E-01	4,86E+08	1,06E+01	1,62E+10
CU-G-46	Braided Arenoso I	2,37E+01	4,36E+01	1,13E-04	2,08E-04	3,89E-01	9,37E+08	2,06E+01	4,97E+10
CU-G-47	Braided Arenoso I	2,46E+01	4,52E+01	1,16E-04	2,13E-04	3,95E-01	9,72E+08	2,09E+01	5,15E+10
CU-G-48	Braided Arenoso I	2,29E+01	4,20E+01	1,18E-04	2,16E-04	2,24E-01	4,73E+08	1,19E+01	2,51E+10
CU-G-49	Braided Arenoso I	2,04E+01	3,75E+01	1,18E-04	2,16E-04	2,47E-01	4,35E+08	1,31E+01	2,31E+10
CU-G-50	Braided Arenoso I	2,84E+01	5,22E+01	1,18E-04	2,16E-04	1,45E-01	4,41E+08	7,70E+00	2,34E+10

qs*: Descarga de sedimento adimensional; qs: Descarga de sedimentos; qw: Descarga por sección; qw*: Descarga por sección adimensional; Q: Descarga total; Q*: Descarga total adimensional; τ*: Tensión de corte adimensional,

N° Muestra	Estilo Fluvial	qs*	qs*	qs(m³/s)	qs(m³/s)	qw (m²/s)	qw*	Q (m³/s)	Q*
		$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$	$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$				
CUG-51	Braided Arenoso I	2,18E+01	4,00E+01	1,18E-04	2,17E-04	4,17E-01	8,11E+08	2,21E+01	4,30E+10
CUG-52	Braided Arenoso I	1,54E+01	2,84E+01	1,10E-04	2,01E-04	3,84E-01	4,77E+08	2,04E+01	2,53E+10
CUG-53	Braided Arenoso I	2,06E+01	3,78E+01	1,01E-04	1,85E-04	6,10E-01	1,40E+09	2,57E+01	5,91E+10
CUG-54	Braided Arenoso I	1,96E+01	3,59E+01	1,01E-04	1,85E-04	6,05E-01	1,28E+09	2,55E+01	5,38E+10
CUG-55	Braided Arenoso II	2,04E+01	3,75E+01	9,47E-05	1,74E-04	1,70E-01	4,29E+08	6,29E+00	1,58E+10
CUG-56	Braided Arenoso II	2,21E+01	4,05E+01	9,01E-05	1,65E-04	1,36E-01	4,23E+08	7,05E+00	2,20E+10
CUG-57	Braided Arenoso I	2,21E+01	4,05E+01	1,01E-04	1,86E-04	1,94E-01	5,00E+08	6,49E+00	1,67E+10
CUG-58	Braided Arenoso II	2,50E+01	4,59E+01	9,46E-05	1,74E-04	1,94E-01	6,86E+08	7,15E+00	2,53E+10
CUG-59	Braided Arenoso II	2,15E+01	3,95E+01	9,42E-05	1,73E-04	1,46E-01	4,03E+08	5,38E+00	1,49E+10
CUG-60	Braided Arenoso II	2,70E+01	4,96E+01	9,42E-05	1,73E-04	5,17E-01	2,09E+09	1,07E+01	4,34E+10
CUG-61	Braided Arenoso II	2,29E+01	4,21E+01	9,48E-05	1,74E-04	5,04E-01	1,53E+09	1,05E+01	3,18E+10
CUG-62	Braided Arenoso II	1,60E+01	2,93E+01	9,96E-05	1,83E-04	3,74E-01	5,75E+08	1,94E+01	2,99E+10
CUG-63	Braided Arenoso II	2,06E+01	3,79E+01	9,96E-05	1,83E-04	3,47E-01	8,17E+08	1,80E+01	4,24E+10
CUG-64	Braided Arenoso II	2,02E+01	3,71E+01	9,49E-05	1,74E-04	2,47E-01	6,07E+08	5,06E+00	1,24E+10
CUG-65	Braided Mixto	1,45E+01	2,66E+01	1,11E-04	2,04E-04	1,61E-01	1,75E+08	8,65E+00	9,39E+09
CUG-66	Braided Mixto	2,05E+01	3,77E+01	1,08E-04	1,99E-04	1,34E-01	2,71E+08	7,17E+00	1,45E+10
CUG-67	Braided Mixto	1,49E+01	2,74E+01	1,13E-04	2,08E-04	6,87E-02	7,58E+07	3,68E+00	4,06E+09
CUG-68	Braided Mixto	1,52E+01	2,80E+01	1,13E-04	2,07E-04	2,41E-01	2,79E+08	1,29E+01	1,50E+10
CUG-69	Braided Mixto	2,71E+01	4,98E+01	9,78E-05	1,80E-04	1,26E-01	4,84E+08	6,78E+00	2,60E+10
CUG-70	Braided Arenoso II	1,65E+01	3,04E+01	8,74E-05	1,61E-04	1,92E-01	3,89E+08	8,42E+00	1,71E+10
CUG-71	Braided Arenoso II	2,43E+01	4,46E+01	9,18E-05	1,69E-04	1,74E-01	6,14E+08	7,61E+00	2,69E+10
CUG-72	Braided Arenoso II	2,42E+01	4,45E+01	8,75E-05	1,61E-04	3,07E-01	1,18E+09	1,35E+01	5,16E+10
CUG-73	Braided Arenoso II	1,39E+01	2,56E+01	1,11E-04	2,05E-04	2,19E-01	2,23E+08	1,11E+01	1,13E+10
CUG-74	Braided Arenoso II	1,87E+01	3,43E+01	1,10E-04	2,02E-04	2,12E-01	3,58E+08	1,08E+01	1,82E+10
CUG-75	Braided Arenoso II	2,45E+01	4,51E+01	1,08E-04	1,98E-04	9,17E-02	2,53E+08	4,02E+00	1,11E+10
CUG-76	Braided Arenoso II	2,55E+01	4,69E+01	1,07E-04	1,97E-04	8,30E-02	2,46E+08	3,64E+00	1,08E+10
CUG-77	Braided Arenoso II	1,81E+01	3,32E+01	1,09E-04	2,00E-04	7,00E-02	1,14E+08	3,07E+00	4,99E+09
CUG-78	Braided Arenoso II	2,27E+01	4,16E+01	1,08E-04	1,98E-04	8,15E-02	1,96E+08	3,57E+00	8,60E+09
CUG-79	Braided Arenoso II	1,66E+01	3,05E+01	1,09E-04	2,01E-04	2,42E-01	3,39E+08	1,06E+01	1,49E+10
CUG-80	Braided Arenoso II	1,68E+01	3,08E+01	1,00E-04	1,84E-04	1,51E-01	2,51E+08	6,62E+00	1,10E+10
CUG-81	Braided Arenoso II	2,49E+01	4,57E+01	9,84E-05	1,81E-04	3,84E-01	1,26E+09	1,68E+01	5,50E+10
CUG-82	Braided Arenoso II	2,17E+01	3,98E+01	9,92E-05	1,82E-04	2,27E-01	5,85E+08	9,96E+00	2,56E+10
CUG-83	Braided Arenoso II	2,32E+01	4,27E+01	9,91E-05	1,82E-04	1,77E-01	5,12E+08	7,75E+00	2,24E+10
CUG-84	Braided Arenoso II	1,95E+01	3,59E+01	9,95E-05	1,83E-04	2,15E-01	4,64E+08	9,42E+00	2,03E+10
CUG-85	Braided Arenoso II	1,68E+01	3,08E+01	1,00E-04	1,84E-04	1,85E-01	3,06E+08	8,10E+00	1,34E+10
CUG-86	Braided Arenoso II	1,81E+01	3,33E+01	1,10E-04	2,03E-04	2,20E-01	3,51E+08	9,63E+00	1,54E+10
CUG-87	Bridled Mixto	1,42E+01	2,62E+01	9,49E-05	1,74E-04	3,61E-01	4,98E+08	9,16E+00	1,26E+10
CUG-88	Bridled Mixto	1,29E+01	2,36E+01	9,50E-05	1,75E-04	3,95E-01	4,58E+08	1,00E+01	1,16E+10
CUG-89	Bridled Mixto	1,27E+01	2,33E+01	9,54E-05	1,75E-04	1,97E-01	2,21E+08	7,96E+00	8,93E+09
CUG-90	Bridled Mixto	1,47E+01	2,71E+01	9,50E-05	1,75E-04	2,42E-01	3,52E+08	9,78E+00	1,42E+10
CUG-91	Braided Arenoso II	3,22E+01	5,92E+01	9,80E-05	1,80E-04	2,05E-01	1,04E+09	5,33E+00	2,71E+10
CUG-92	Braided Arenoso II	3,22E+01	5,92E+01	9,80E-05	1,80E-04	1,86E-01	9,47E+08	4,85E+00	2,47E+10
CUG-93	Braided Arenoso II	2,88E+01	5,28E+01	9,88E-05	1,81E-04	4,85E-01	2,02E+09	1,26E+01	5,25E+10
CUG-94	Braided Arenoso II	1,60E+01	2,94E+01	9,99E-05	1,83E-04	2,50E-01	3,84E+08	6,51E+00	1,00E+10
CUG-95	Bridled Mixto	2,20E+01	4,04E+01	9,92E-05	1,82E-04	5,26E-01	1,39E+09	1,39E+01	3,67E+10
CUG-96	Bridled Mixto	1,58E+01	2,90E+01	1,11E-04	2,04E-04	3,19E-01	4,02E+08	1,27E+01	1,60E+10
CUG-97	Bridled Mixto	1,34E+01	2,46E+01	1,12E-04	2,06E-04	3,78E-01	3,56E+08	1,46E+01	1,37E+10
CUG-98	Bridled Mixto	1,15E+01	2,12E+01	1,02E-04	1,87E-04	3,97E-01	3,42E+08	1,77E+01	1,52E+10
CUG-99	Bridled Mixto	1,09E+01	2,01E+01	9,32E-05	1,71E-04	1,91E-01	1,74E+08	6,83E+00	6,24E+09
CUG-100	Bridled Mixto	9,84E+00	1,81E+01	9,64E-05	1,77E-04	2,28E-01	1,65E+08	8,14E+00	5,90E+09

qs*: Descarga de sedimento adimensional; qs: Descarga de sedimentos; qw: Descarga por sección; qw*: Descarga por sección adimensional; Q: Descarga total; Q*: Descarga total adimensional; τ^* : Tensión de corte adimensional.

Tabla 16, Parámetros hidráulicos de Montejo de Tiermes (IV)

Nº Muestra	Estilo Fluvial	qs*	qs*	qs (m³/s)	qs (m³/s)	qw (m²/ s)	qw*	Q(m³/s)	Q*
		$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$	$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$				
MTG-1	Braided Arenoso I	1,72E+01	3,16E+01	9,43E-05	1,73E-04	4,96E-01	9,45E+08	1,51E+01	2,87E+10
MTG-2	Braided Arenoso I	2,74E+01	5,03E+01	9,41E-05	1,73E-04	5,36E-01	2,23E+09	1,63E+01	6,77E+10
MTG-3	Braided Arenoso I	2,99E+01	5,49E+01	9,41E-05	1,73E-04	5,44E-01	2,61E+09	1,65E+01	7,92E+10
MTG-4	Braided Arenoso I	5,37E+01	9,87E+01	9,29E-05	1,71E-04	5,97E-01	7,77E+09	1,81E+01	2,36E+11
MTG-5	Braided Arenoso I	2,54E+01	4,66E+01	1,00E-04	1,85E-04	6,58E-01	2,15E+09	1,92E+01	6,28E+10
MTG-6	Braided Arenoso I	3,88E+01	7,13E+01	9,94E-05	1,83E-04	7,04E-01	4,77E+09	2,05E+01	1,39E+11
MTG-7	Braided Arenoso I	3,22E+01	5,92E+01	9,80E-05	1,80E-04	6,79E-01	3,46E+09	1,98E+01	1,01E+11
MTG-8	Braided Arenoso I	3,99E+01	7,32E+01	1,00E-04	1,84E-04	7,86E-01	5,51E+09	2,94E+01	2,06E+11
MTG-9	Braided Arenoso I	3,57E+01	6,56E+01	1,01E-04	1,85E-04	7,74E-01	4,45E+09	2,89E+01	1,67E+11
MTG-10	Braided Mixto	4,63E+01	8,51E+01	9,77E-05	1,79E-04	7,11E-01	6,66E+09	2,75E+01	2,58E+11
MTG-11	Braided Mixto	8,27E+01	1,52E+02	9,05E-05	1,66E-04	7,63E-01	2,13E+10	2,95E+01	8,25E+11
MTG-12	Braided Mixto	1,04E+02	1,91E+02	9,03E-05	1,66E-04	7,92E-01	3,25E+10	3,06E+01	1,26E+12
MTG-13	Braided Mixto	2,08E+01	3,83E+01	9,67E-05	1,78E-04	5,60E-01	1,41E+09	1,89E+01	4,75E+10
MTG-14	Braided Mixto	2,66E+01	4,89E+01	9,61E-05	1,76E-04	5,82E-01	2,23E+09	1,96E+01	7,51E+10
MTG-15	Braided Mixto	2,45E+01	4,51E+01	9,28E-05	1,71E-04	4,80E-01	1,70E+09	1,33E+01	4,70E+10
MTG-16	Braided Mixto	2,56E+01	4,71E+01	9,24E-05	1,70E-04	4,83E-01	1,85E+09	1,34E+01	5,12E+10
MTG-17	Braided Mixto	1,77E+01	3,25E+01	9,36E-05	1,72E-04	4,56E-01	9,23E+08	1,26E+01	2,56E+10
MTG-18	Braided Mixto	3,58E+01	6,58E+01	8,79E-05	1,62E-04	4,38E-01	3,18E+09	1,17E+01	8,48E+10
MTG-19	Braided Mixto	3,41E+01	6,27E+01	8,74E-05	1,61E-04	4,34E-01	2,94E+09	1,16E+01	7,84E+10
MTG-20	Braided Mixto	3,83E+01	7,04E+01	8,84E-05	1,62E-04	4,44E-01	3,59E+09	1,18E+01	9,56E+10
MTG-21	Braided Mixto	7,03E+00	1,29E+01	1,09E-04	2,00E-04	5,61E-01	1,89E+08	2,40E+01	8,06E+09
MTG-22	Braided Mixto	1,23E+01	2,27E+01	1,02E-04	1,88E-04	6,03E-01	5,77E+08	2,57E+01	2,46E+10
MTG-23	Braided Mixto	1,37E+01	2,52E+01	1,01E-04	1,86E-04	6,12E-01	7,09E+08	2,61E+01	3,03E+10
MTG-24	Braided Arenoso II	2,38E+01	4,38E+01	1,00E-04	1,84E-04	6,68E-01	1,98E+09	2,51E+01	7,45E+10
MTG-25	Braided Arenoso II	3,44E+01	6,33E+01	9,17E-05	1,69E-04	5,06E-01	3,21E+09	1,65E+01	1,05E+11
MTG-26	Braided Arenoso II	3,62E+01	6,66E+01	9,09E-05	1,67E-04	5,09E-01	3,57E+09	1,66E+01	1,16E+11
MTG-27	Braided Arenoso II	1,27E+01	2,34E+01	1,15E-04	2,12E-04	9,17E-01	7,55E+08	5,07E+01	4,18E+10
MTG-28	Braided Arenoso II	1,43E+01	2,62E+01	1,15E-04	2,12E-04	9,34E-01	9,36E+08	5,17E+01	5,18E+10
MTG-29	Braided Arenoso II	1,34E+01	2,46E+01	1,15E-04	2,12E-04	9,24E-01	8,32E+08	5,12E+01	4,60E+10
MTG-30	Braided Arenoso II	2,12E+01	3,89E+01	1,13E-04	2,08E-04	9,92E-01	1,97E+09	5,49E+01	1,09E+11
MTG-31	Braided Arenoso II	2,42E+01	4,45E+01	1,02E-04	1,87E-04	7,18E-01	2,13E+09	2,84E+01	8,43E+10
MTG-32	Braided Arenoso II	1,45E+01	2,66E+01	1,04E-04	1,91E-04	6,64E-01	8,10E+08	2,63E+01	3,20E+10
MTG-33	Braided Arenoso II	3,34E+01	6,14E+01	1,09E-04	2,00E-04	9,70E-01	4,39E+09	4,60E+01	2,08E+11
MTG-34	Braided Arenoso II	2,38E+01	4,38E+01	1,11E-04	2,03E-04	9,21E-01	2,32E+09	4,37E+01	1,10E+11
MTG-35	Braided Arenoso II	2,84E+01	5,23E+01	9,93E-05	1,82E-04	6,41E-01	2,59E+09	2,60E+01	1,05E+11
MTG-36	Braided Arenoso II	1,36E+01	2,51E+01	9,88E-05	1,81E-04	5,25E-01	6,30E+08	1,60E+01	1,92E+10
MTG-37	Braided Mixto	1,43E+01	2,63E+01	9,94E-05	1,83E-04	5,47E-01	7,02E+08	1,67E+01	2,15E+10
MTG-38	Braided Mixto	2,20E+01	4,04E+01	1,05E-04	1,93E-04	7,41E-01	1,78E+09	3,23E+01	7,78E+10
MTG-39	Braided Mixto	1,48E+01	2,71E+01	1,06E-04	1,94E-04	6,96E-01	8,48E+08	3,03E+01	3,70E+10
MTG-40	Braided Arenoso II	1,70E+01	3,13E+01	1,15E-04	2,11E-04	9,43E-01	1,28E+09	3,52E+01	4,77E+10
MTG-41	Braided Arenoso II	2,02E+01	3,71E+01	1,13E-04	2,08E-04	9,66E-01	1,77E+09	3,61E+01	6,60E+10
MTG-42	Braided Arenoso II	1,89E+01	3,48E+01	1,14E-04	2,10E-04	9,59E-01	1,56E+09	3,58E+01	5,83E+10
MTG-43	Braided Arenoso II	1,37E+01	2,51E+01	1,14E-04	2,10E-04	9,34E-01	8,79E+08	4,63E+01	4,36E+10
MTG-44	Braided Arenoso II	1,69E+01	3,11E+01	1,13E-04	2,07E-04	9,64E-01	1,33E+09	4,78E+01	6,58E+10
MTG-45	Braided Arenoso II	2,00E+01	3,68E+01	1,13E-04	2,07E-04	9,90E-01	1,81E+09	4,91E+01	8,98E+10
MTG-46	Braided Arenoso II	2,31E+01	4,24E+01	1,11E-04	2,05E-04	9,18E-01	2,16E+09	3,74E+01	8,81E+10
MTG-47	Braided Arenoso II	2,41E+01	4,43E+01	9,56E-05	1,76E-04	5,27E-01	1,73E+09	1,50E+01	4,90E+10
MTG-48	Braided Mixto	1,90E+01	3,50E+01	1,15E-04	2,11E-04	1,03E+00	1,68E+09	4,91E+01	7,99E+10
MTG-49	Braided Mixto	1,63E+01	3,00E+01	1,15E-04	2,11E-04	1,01E+00	1,27E+09	4,79E+01	6,04E+10
MTG-50	Braided Mixto	2,52E+01	4,63E+01	1,14E-04	2,09E-04	1,08E+00	2,84E+09	5,13E+01	1,35E+11

qs*: Descarga de sedimento adimensional; qs: Descarga de sedimentos; qw: Descarga por sección; qw*: Descarga por sección

Adimensional; Q: Descarga total; Q*: Descarga total adimensional; τ^* : Tensión de corte adimensional,

Nº Muestra	Estilo Fluvial	qs*	qs*	qs (m³/s)	qs (m³/s)	qw (m²/ s)	qw*	Q(m³/s)	Q*
		τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5	τ ₀ =1,0	τ ₀ =1,5				
MTG-51	Braided Arenoso II	1,25E+01	2,31E+01	9,09E-05	1,67E-04	3,64E-01	4,37E+08	1,10E+01	1,32E+10
MTG-52	Braided Arenoso II	2,67E+01	4,90E+01	1,01E-04	1,85E-04	6,64E-01	2,35E+09	2,52E+01	8,90E+10
MTG-53	Braided Arenoso II	1,75E+01	3,22E+01	1,01E-04	1,85E-04	6,19E-01	1,09E+09	2,34E+01	4,12E+10
MTG-54	Braided Arenoso II	2,35E+01	4,32E+01	1,08E-04	1,97E-04	8,46E-01	2,18E+09	4,01E+01	1,03E+11
MTG-55	Braided Arenoso II	2,30E+01	4,23E+01	1,07E-04	1,96E-04	8,42E-01	2,12E+09	3,98E+01	1,00E+11
MTG-56	Braided Arenoso II	1,73E+01	3,18E+01	1,09E-04	2,01E-04	8,09E-01	1,22E+09	3,83E+01	5,78E+10
MTG-57	Braided Arenoso II	1,89E+01	3,48E+01	1,09E-04	2,00E-04	8,20E-01	1,44E+09	3,88E+01	6,82E+10
MTG-58	Braided Arenoso II	2,31E+01	4,25E+01	1,22E-04	2,24E-04	1,40E+00	2,84E+09	8,90E+01	1,80E+11
MTG-59	Braided Arenoso II	2,05E+01	3,76E+01	1,19E-04	2,19E-04	1,36E+00	2,35E+09	8,66E+01	1,49E+11
MTG-60	Braided Arenoso II	2,03E+01	3,73E+01	1,20E-04	2,20E-04	1,36E+00	2,30E+09	8,65E+01	1,46E+11
MTG-61	Braided Arenoso II	2,36E+01	4,34E+01	1,19E-04	2,18E-04	1,39E+00	3,07E+09	8,84E+01	1,95E+11
MTG-62	Braided Arenoso II	2,99E+01	5,50E+01	1,19E-04	2,18E-04	1,45E+00	4,75E+09	9,20E+01	3,01E+11
MTG-63	Braided Arenoso II	2,10E+01	3,85E+01	8,95E-05	1,64E-04	3,78E-01	1,09E+09	1,04E+01	3,02E+10
MTG-64	Braided Arenoso II	2,26E+01	4,15E+01	1,09E-04	2,01E-04	8,27E-01	1,95E+09	3,70E+01	8,71E+10
MTG-65	Braided Arenoso II	1,37E+01	2,51E+01	1,11E-04	2,04E-04	7,65E-01	7,55E+08	3,43E+01	3,38E+10
MTG-66	Braided Arenoso II	1,29E+01	2,37E+01	1,12E-04	2,05E-04	7,59E-01	6,73E+08	3,40E+01	3,01E+10
MTG-67	Braided Arenoso II	1,50E+01	2,75E+01	1,10E-04	2,01E-04	7,74E-01	9,12E+08	3,46E+01	4,08E+10
MTG-68	Braided Arenoso II	1,20E+01	2,21E+01	1,13E-04	2,08E-04	8,11E-01	6,31E+08	4,03E+01	3,13E+10
MTG-69	Braided Arenoso II	1,23E+01	2,26E+01	1,13E-04	2,07E-04	8,13E-01	6,60E+08	4,04E+01	3,28E+10
MTG-70	Braided Arenoso II	1,71E+01	3,14E+01	1,11E-04	2,05E-04	8,56E-01	1,22E+09	4,25E+01	6,07E+10
MTG-71	Braided Arenoso II	1,71E+01	3,14E+01	1,11E-04	2,05E-04	8,56E-01	1,22E+09	4,25E+01	6,07E+10
MTG-72	Braided Arenoso II	1,66E+01	3,05E+01	1,18E-04	2,16E-04	1,04E+00	1,30E+09	5,29E+01	6,56E+10
MTG-73	Braided Arenoso II	1,86E+01	3,42E+01	1,17E-04	2,15E-04	1,06E+00	1,60E+09	5,38E+01	8,12E+10
MTG-74	Braided Arenoso II	2,44E+01	4,49E+01	1,17E-04	2,14E-04	1,11E+00	2,67E+09	5,62E+01	1,35E+11
MTG-75	Braided Arenoso II	2,49E+01	4,57E+01	1,17E-04	2,15E-04	1,12E+00	2,74E+09	5,64E+01	1,39E+11
MTG-76	Braided Arenoso II	1,35E+01	2,47E+01	9,36E-05	1,72E-04	4,20E-01	5,39E+08	1,35E+01	1,73E+10
MTG-77	Braided Arenoso II	1,65E+01	3,04E+01	9,17E-05	1,69E-04	4,31E-01	8,05E+08	1,39E+01	2,59E+10
MTG-78	Braided Arenoso II	2,05E+01	3,76E+01	1,00E-04	1,84E-04	6,43E-01	1,48E+09	2,36E+01	5,42E+10
MTG-79	Braided Arenoso II	1,57E+01	2,88E+01	1,01E-04	1,86E-04	6,16E-01	8,96E+08	2,26E+01	3,28E+10
MTG-80	Braided Arenoso II	2,03E+01	3,72E+01	1,00E-04	1,85E-04	6,42E-01	1,45E+09	2,35E+01	5,30E+10
MTG-81	Braided Arenoso I	3,13E+01	5,76E+01	9,87E-05	1,81E-04	6,50E-01	3,12E+09	2,31E+01	1,11E+11
MTG-82	Braided Arenoso I	1,54E+01	2,82E+01	9,16E-05	1,68E-04	4,02E-01	6,66E+08	1,42E+01	2,35E+10
MTG-83	Braided Arenoso I	9,74E+01	1,79E+02	8,11E-05	1,49E-04	5,25E-01	2,31E+10	1,85E+01	8,16E+11
MTG-84	Braided Arenoso II	2,88E+01	5,30E+01	9,57E-05	1,76E-04	5,89E-01	2,59E+09	1,91E+01	8,40E+10
MTG-85	Braided Arenoso II	2,77E+01	5,09E+01	9,83E-05	1,81E-04	6,36E-01	2,50E+09	2,57E+01	1,01E+11
MTG-86	Braided Arenoso II	3,13E+01	5,74E+01	9,85E-05	1,81E-04	6,49E-01	3,11E+09	2,62E+01	1,26E+11
MTG-87	Braided Arenoso II	3,57E+01	6,56E+01	1,01E-04	1,85E-04	7,64E-01	4,40E+09	3,13E+01	1,80E+11
MTG-88	Braided Arenoso II	2,92E+01	5,36E+01	1,02E-04	1,87E-04	7,42E-01	3,00E+09	3,04E+01	1,23E+11
MTG-89	Braided Arenoso II	3,70E+01	6,80E+01	1,01E-04	1,85E-04	7,68E-01	4,72E+09	3,15E+01	1,93E+11
MTG-90	Braided Arenoso II	2,70E+01	4,97E+01	1,09E-04	2,00E-04	9,07E-01	2,90E+09	4,55E+01	1,45E+11
MTG-91	Braided Arenoso II	2,32E+01	4,27E+01	1,09E-04	2,01E-04	8,86E-01	2,18E+09	4,45E+01	1,09E+11
MTG-92	Braided Arenoso II	2,10E+01	3,85E+01	1,09E-04	2,01E-04	8,71E-01	1,80E+09	4,37E+01	9,04E+10
MTG-93	Braided Arenoso II	2,88E+01	5,30E+01	8,93E-05	1,64E-04	4,43E-01	2,19E+09	1,49E+01	7,35E+10
MTG-94	Braided Arenoso II	3,76E+01	6,90E+01	1,10E-04	2,02E-04	1,02E+00	5,53E+09	5,09E+01	2,75E+11
MTG-95	Braided Arenoso II	2,48E+01	4,55E+01	1,12E-04	2,05E-04	9,58E-01	2,52E+09	4,77E+01	1,26E+11
MTG-96	Braided Arenoso II	3,69E+01	6,78E+01	1,10E-04	2,02E-04	1,02E+00	5,34E+09	5,07E+01	2,66E+11
MTG-97	Braided Arenoso II	3,28E+01	6,03E+01	1,11E-04	2,04E-04	1,00E+00	4,28E+09	4,98E+01	2,13E+11
MTG-98	Braided Arenoso I	2,66E+01	4,90E+01	9,76E-05	1,79E-04	5,40E-01	2,01E+09	1,63E+01	6,07E+10
MTG-99	Braided Arenoso I	2,75E+01	5,04E+01	9,12E-05	1,67E-04	4,60E-01	2,02E+09	1,26E+01	5,53E+10
MTG-100	Braided Arenoso I	2,85E+01	5,23E+01	9,29E-05	1,71E-04	4,65E-01	2,11E+09	1,27E+01	5,76E+10

qs*: Descarga de sedimento adimensional; qs: Descarga de sedimentos; qw: Descarga por sección; qw*: Descarga por sección adimensional; Q: Descarga total; Q*: Descarga total adimensional; τ*: Tensión de corte adimensional,

N° Muestra	Estilo Fluvial	Ω (J/s)	Ω (J/s)	ω (W/s ²)	ω (W/s ²)
		$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$	$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$
CU-G-1	Braided Arenoso I	3,66E+01	5,49E+01	1,13E+00	1,70E+00
CU-G-2	Braided Arenoso I	5,78E+01	8,67E+01	1,29E+00	1,94E+00
CU-G-3	Braided Arenoso I	1,06E+02	1,60E+02	2,38E+00	3,57E+00
CU-G-4	Braided Arenoso I	9,13E+01	1,37E+02	2,04E+00	3,06E+00
CU-G-5	Braided Arenoso I	7,97E+01	1,20E+02	1,78E+00	2,67E+00
CU-G-6	Braided Arenoso I	3,29E+01	4,94E+01	1,21E+00	1,82E+00
CU-G-7	Braided Arenoso II	5,24E+01	7,86E+01	2,14E+00	3,21E+00
CU-G-8	Braided Arenoso II	4,95E+01	7,43E+01	2,03E+00	3,04E+00
CU-G-9	Braided Arenoso II	5,20E+01	7,80E+01	2,13E+00	3,19E+00
CU-G-10	Braided Arenoso II	2,98E+01	4,47E+01	2,15E+00	3,23E+00
CU-G-11	Braided Arenoso II	2,73E+01	4,10E+01	1,98E+00	2,96E+00
CU-G-12	Braided Arenoso II	4,18E+01	6,28E+01	2,07E+00	3,11E+00
CU-G-13	Braided Arenoso II	3,60E+01	5,40E+01	1,78E+00	2,68E+00
CU-G-14	Braided Arenoso II	3,34E+01	5,01E+01	1,65E+00	2,48E+00
CU-G-15	Braided Arenoso II	3,30E+01	4,95E+01	1,64E+00	2,46E+00
CU-G-16	Braided Arenoso II	2,81E+01	4,21E+01	2,43E+00	3,65E+00
CU-G-17	Braided Arenoso II	2,29E+01	3,44E+01	1,99E+00	2,99E+00
CU-G-18	Braided Arenoso II	1,94E+01	2,91E+01	1,85E+00	2,77E+00
CU-G-19	Braided Arenoso II	1,85E+01	2,78E+01	1,50E+00	2,25E+00
CU-G-20	Braided Arenoso II	4,61E+01	6,92E+01	1,94E+00	2,91E+00
CU-G-21	Braided Arenoso II	4,33E+01	6,49E+01	1,82E+00	2,73E+00
CU-G-22	Braided Arenoso II	3,86E+01	5,79E+01	1,62E+00	2,43E+00
CU-G-23	Braided Arenoso I	7,66E+01	1,15E+02	1,98E+00	2,97E+00
CU-G-24	Braided Arenoso I	5,91E+01	8,87E+01	1,53E+00	2,29E+00
CU-G-25	Braided Arenoso I	6,68E+01	1,00E+02	1,72E+00	2,58E+00
CU-G-26	Braided Arenoso I	7,88E+01	1,18E+02	2,03E+00	3,05E+00
CU-G-27	Braided Arenoso I	8,52E+01	1,28E+02	2,20E+00	3,30E+00
CU-G-28	Braided Arenoso I	8,30E+01	1,25E+02	2,14E+00	3,21E+00
CU-G-29	Braided Arenoso I	4,90E+01	7,35E+01	1,25E+00	1,88E+00
CU-G-30	Braided Arenoso I	8,37E+01	1,26E+02	1,92E+00	2,87E+00
CU-G-31	Braided Arenoso I	8,37E+01	1,26E+02	1,92E+00	2,87E+00
CU-G-32	Braided Arenoso I	8,75E+01	1,31E+02	1,90E+00	2,85E+00
CU-G-33	Braided Arenoso I	9,36E+01	1,40E+02	2,03E+00	3,04E+00
CU-G-34	Braided Arenoso I	6,33E+01	9,49E+01	1,61E+00	2,42E+00
CU-G-35	Braided Arenoso I	4,71E+01	7,07E+01	1,20E+00	1,80E+00
CU-G-36	Braided Arenoso I	4,27E+01	6,40E+01	1,09E+00	1,63E+00
CU-G-37	Braided Arenoso I	5,58E+01	8,37E+01	1,67E+00	2,50E+00
CU-G-38	Braided Arenoso I	4,94E+01	7,40E+01	1,48E+00	2,21E+00
CU-G-39	Braided Arenoso I	4,57E+01	6,85E+01	1,37E+00	2,05E+00
CU-G-40	Braided Arenoso I	4,57E+01	6,85E+01	1,37E+00	2,05E+00
CU-G-41	Braided Arenoso I	4,73E+01	7,10E+01	1,42E+00	2,12E+00
CU-G-42	Braided Arenoso I	4,73E+01	7,10E+01	1,42E+00	2,12E+00
CU-G-43	Braided Arenoso I	4,57E+01	6,85E+01	1,37E+00	2,05E+00
CU-G-44	Braided Arenoso I	7,04E+01	1,06E+02	2,11E+00	3,16E+00
CU-G-45	Braided Arenoso I	6,54E+01	9,81E+01	1,96E+00	2,93E+00
CU-G-46	Braided Arenoso I	8,90E+01	1,34E+02	1,68E+00	2,52E+00
CU-G-47	Braided Arenoso I	8,95E+01	1,34E+02	1,69E+00	2,53E+00
CU-G-48	Braided Arenoso I	9,45E+01	1,42E+02	1,78E+00	2,67E+00
CU-G-49	Braided Arenoso I	9,98E+01	1,50E+02	1,88E+00	2,82E+00
CU-G-50	Braided Arenoso I	8,47E+01	1,27E+02	1,60E+00	2,39E+00

Ω: Potencia fluvial o energía total (Stream power) y ω: Potencia fluvial específica (Specific stream power)

Nº Muestra	Estilo Fluvial	Ω	Ω	ω	ω
		(J/s) $\tau_0=1,0$	(J/s) $\tau_0=1,5$	(W/s²) $\tau_0=1,0$	(W/s²) $\tau_0=1,5$
CU-G-51	Braided Arenoso I	9,70E+01	1,45E+02	1,83E+00	2,74E+00
CU-G-52	Braided Arenoso I	1,07E+02	1,60E+02	2,02E+00	3,02E+00
CU-G-53	Braided Arenoso I	6,76E+01	1,01E+02	1,61E+00	2,41E+00
CU-G-54	Braided Arenoso I	6,94E+01	1,04E+02	1,65E+00	2,47E+00
CU-G-55	Braided Arenoso II	5,59E+01	8,39E+01	1,52E+00	2,27E+00
CU-G-56	Braided Arenoso II	7,19E+01	1,08E+02	1,39E+00	2,08E+00
CU-G-57	Braided Arenoso I	5,20E+01	7,80E+01	1,55E+00	2,33E+00
CU-G-58	Braided Arenoso II	5,05E+01	7,57E+01	1,37E+00	2,05E+00
CU-G-59	Braided Arenoso II	5,43E+01	8,14E+01	1,47E+00	2,21E+00
CU-G-60	Braided Arenoso II	2,72E+01	4,08E+01	1,31E+00	1,97E+00
CU-G-61	Braided Arenoso II	2,97E+01	4,46E+01	1,43E+00	2,15E+00
CU-G-62	Braided Arenoso II	9,35E+01	1,40E+02	1,80E+00	2,70E+00
CU-G-63	Braided Arenoso II	8,23E+01	1,23E+02	1,59E+00	2,38E+00
CU-G-64	Braided Arenoso II	3,13E+01	4,70E+01	1,53E+00	2,29E+00
CU-G-65	Braided Mixto	1,13E+02	1,70E+02	2,11E+00	3,17E+00
CU-G-66	Braided Mixto	9,28E+01	1,39E+02	1,73E+00	2,60E+00
CU-G-67	Braided Mixto	1,14E+02	1,71E+02	2,13E+00	3,19E+00
CU-G-68	Braided Mixto	1,12E+02	1,68E+02	2,09E+00	3,13E+00
CU-G-69	Braided Mixto	7,28E+01	1,09E+02	1,36E+00	2,04E+00
CU-G-70	Braided Arenoso II	6,81E+01	1,02E+02	1,55E+00	2,33E+00
CU-G-71	Braided Arenoso II	5,90E+01	8,85E+01	1,35E+00	2,02E+00
CU-G-72	Braided Arenoso II	5,63E+01	8,44E+01	1,28E+00	1,93E+00
CU-G-73	Braided Arenoso II	1,09E+02	1,64E+02	2,16E+00	3,23E+00
CU-G-74	Braided Arenoso II	9,34E+01	1,40E+02	1,84E+00	2,76E+00
CU-G-75	Braided Arenoso II	6,89E+01	1,03E+02	1,57E+00	2,36E+00
CU-G-76	Braided Arenoso II	6,73E+01	1,01E+02	1,54E+00	2,30E+00
CU-G-77	Braided Arenoso II	8,12E+01	1,22E+02	1,85E+00	2,78E+00
CU-G-78	Braided Arenoso II	7,19E+01	1,08E+02	1,64E+00	2,46E+00
CU-G-79	Braided Arenoso II	8,51E+01	1,28E+02	1,94E+00	2,91E+00
CU-G-80	Braided Arenoso II	7,74E+01	1,16E+02	1,77E+00	2,65E+00
CU-G-81	Braided Arenoso II	6,26E+01	9,38E+01	1,43E+00	2,14E+00
CU-G-82	Braided Arenoso II	6,75E+01	1,01E+02	1,54E+00	2,31E+00
CU-G-83	Braided Arenoso II	6,51E+01	9,77E+01	1,49E+00	2,23E+00
CU-G-84	Braided Arenoso II	7,13E+01	1,07E+02	1,63E+00	2,44E+00
CU-G-85	Braided Arenoso II	7,74E+01	1,16E+02	1,77E+00	2,65E+00
CU-G-86	Braided Arenoso II	8,22E+01	1,23E+02	1,88E+00	2,81E+00
CU-G-87	Bridled Mixto	4,61E+01	6,92E+01	1,82E+00	2,73E+00
CU-G-88	Bridled Mixto	4,86E+01	7,29E+01	1,92E+00	2,87E+00
CU-G-89	Bridled Mixto	7,82E+01	1,17E+02	1,94E+00	2,91E+00
CU-G-90	Bridled Mixto	7,22E+01	1,08E+02	1,79E+00	2,68E+00
CU-G-91	Braided Arenoso II	3,25E+01	4,88E+01	1,25E+00	1,87E+00
CU-G-92	Braided Arenoso II	3,25E+01	4,88E+01	1,25E+00	1,87E+00
CU-G-93	Braided Arenoso II	3,47E+01	5,21E+01	1,33E+00	2,00E+00
CU-G-94	Braided Arenoso II	4,70E+01	7,06E+01	1,80E+00	2,71E+00
CU-G-95	Bridled Mixto	4,06E+01	6,09E+01	1,53E+00	2,29E+00
CU-G-96	Bridled Mixto	8,05E+01	1,21E+02	2,02E+00	3,03E+00
CU-G-97	Bridled Mixto	8,52E+01	1,28E+02	2,21E+00	3,32E+00
CU-G-98	Bridled Mixto	9,68E+01	1,45E+02	2,17E+00	3,25E+00
CU-G-99	Bridled Mixto	7,29E+01	1,09E+02	2,04E+00	3,06E+00
CU-G-100	Bridled Mixto	7,94E+01	1,19E+02	2,22E+00	3,33E+00

Ω: Potencia fluvial o energia total (Stream power) y ω: Potencia fluvial específica (Specific stream power)

Nº Muestra	Estilo Fluvial	Ω (l/s)	Ω (J/s)	ω (W/s²)	ω (W/s²)
		$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$	$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$
MTG-1	Braided Arenoso I	4,999E+01	7,498E+01	1,645E+00	2,467E+00
MTG-2	Braided Arenoso I	3,950E+01	5,925E+01	1,300E+00	1,949E+00
MTG-3	Braided Arenoso I	3,785E+01	5,677E+01	1,245E+00	1,868E+00
MTG-4	Braided Arenoso I	2,787E+01	4,181E+01	9,171E-01	1,376E+00
MTG-5	Braided Arenoso I	4,206E+01	6,309E+01	1,442E+00	2,164E+00
MTG-6	Braided Arenoso I	3,363E+01	5,045E+01	1,154E+00	1,730E+00
MTG-7	Braided Arenoso I	3,640E+01	5,459E+01	1,248E+00	1,872E+00
MTG-8	Braided Arenoso I	4,282E+01	6,423E+01	1,145E+00	1,717E+00
MTG-9	Braided Arenoso I	4,562E+01	6,843E+01	1,220E+00	1,830E+00
MTG-10	Braided Mixto	4,014E+01	6,021E+01	1,037E+00	1,556E+00
MTG-11	Braided Mixto	2,786E+01	4,178E+01	7,199E-01	1,080E+00
MTG-12	Braided Mixto	2,478E+01	3,717E+01	6,403E-01	9,605E-01
MTG-13	Braided Mixto	5,160E+01	7,740E+01	1,531E+00	2,297E+00
MTG-14	Braided Mixto	4,535E+01	6,802E+01	1,346E+00	2,019E+00
MTG-15	Braided Mixto	3,753E+01	5,630E+01	1,355E+00	2,033E+00
MTG-16	Braided Mixto	3,657E+01	5,485E+01	1,320E+00	1,981E+00
MTG-17	Braided Mixto	4,455E+01	6,682E+01	1,609E+00	2,413E+00
MTG-18	Braided Mixto	2,834E+01	4,251E+01	1,063E+00	1,594E+00
MTG-19	Braided Mixto	2,884E+01	4,326E+01	1,082E+00	1,623E+00
MTG-20	Braided Mixto	2,751E+01	4,127E+01	1,032E+00	1,548E+00
MTG-21	Braided Mixto	1,270E+02	1,905E+02	2,975E+00	4,463E+00
MTG-22	Braided Mixto	8,992E+01	1,349E+02	2,106E+00	3,159E+00
MTG-23	Braided Mixto	8,450E+01	1,268E+02	1,979E+00	2,969E+00
MTG-24	Braided Arenoso II	5,579E+01	8,368E+01	1,484E+00	2,226E+00
MTG-25	Braided Arenoso II	3,685E+01	5,527E+01	1,131E+00	1,696E+00
MTG-26	Braided Arenoso II	3,559E+01	5,338E+01	1,092E+00	1,638E+00
MTG-27	Braided Arenoso II	1,295E+02	1,942E+02	2,339E+00	3,509E+00
MTG-28	Braided Arenoso II	1,219E+02	1,829E+02	2,203E+00	3,305E+00
MTG-29	Braided Arenoso II	1,260E+02	1,890E+02	2,276E+00	3,414E+00
MTG-30	Braided Arenoso II	9,854E+01	1,478E+02	1,780E+00	2,671E+00
MTG-31	Braided Arenoso II	5,915E+01	8,872E+01	1,496E+00	2,243E+00
MTG-32	Braided Arenoso II	7,802E+01	1,170E+02	1,973E+00	2,959E+00
MTG-33	Braided Arenoso II	6,467E+01	9,701E+01	1,365E+00	2,047E+00
MTG-34	Braided Arenoso II	7,764E+01	1,165E+02	1,638E+00	2,457E+00
MTG-35	Braided Arenoso II	5,465E+01	8,198E+01	1,346E+00	2,020E+00
MTG-36	Braided Arenoso II	5,900E+01	8,850E+01	1,934E+00	2,901E+00
MTG-37	Braided Mixto	5,813E+01	8,719E+01	1,900E+00	2,850E+00
MTG-38	Braided Mixto	7,052E+01	1,058E+02	1,617E+00	2,426E+00
MTG-39	Braided Mixto	8,686E+01	1,303E+02	1,992E+00	2,988E+00
MTG-40	Braided Arenoso II	7,505E+01	1,126E+02	2,009E+00	3,013E+00
MTG-41	Braided Arenoso II	6,819E+01	1,023E+02	1,825E+00	2,738E+00
MTG-42	Braided Arenoso II	7,091E+01	1,064E+02	1,898E+00	2,847E+00
MTG-43	Braided Arenoso II	1,110E+02	1,665E+02	2,238E+00	3,357E+00
MTG-44	Braided Arenoso II	9,835E+01	1,475E+02	1,983E+00	2,975E+00
MTG-45	Braided Arenoso II	9,022E+01	1,353E+02	1,819E+00	2,729E+00
MTG-46	Braided Arenoso II	6,841E+01	1,026E+02	1,677E+00	2,516E+00
MTG-47	Braided Arenoso II	3,990E+01	5,985E+01	1,407E+00	2,111E+00
MTG-48	Braided Mixto	9,050E+01	1,358E+02	1,902E+00	2,853E+00
MTG-49	Braided Mixto	9,761E+01	1,464E+02	2,052E+00	3,077E+00
MTG-50	Braided Mixto	7,794E+01	1,169E+02	1,638E+00	2,457E+00

Ω : Potencia fluvial o energía total (Stream power) y ω : Potencia fluvial específica (Specific stream power)

Nº Muestra	Estilo Fluvial	Ω (J/s)	Ω (J/s)	ω (W/s²)	ω (W/s²)
		$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$	$\tau_0=1,0$	$\tau_0=1,5$
MTG-51	Braided Arenoso II	5,604E+01	8,407E+01	1,855E+00	2,782E+00
MTG-52	Braided Arenoso II	5,350E+01	8,026E+01	1,413E+00	2,119E+00
MTG-53	Braided Arenoso II	6,596E+01	9,894E+01	1,741E+00	2,612E+00
MTG-54	Braided Arenoso II	7,590E+01	1,139E+02	1,604E+00	2,406E+00
MTG-55	Braided Arenoso II	7,618E+01	1,143E+02	1,610E+00	2,415E+00
MTG-56	Braided Arenoso II	8,988E+01	1,348E+02	1,899E+00	2,849E+00
MTG-57	Braided Arenoso II	8,572E+01	1,286E+02	1,811E+00	2,717E+00
MTG-58	Braided Arenoso II	1,167E+02	1,750E+02	1,838E+00	2,756E+00
MTG-59	Braided Arenoso II	1,210E+02	1,816E+02	1,906E+00	2,859E+00
MTG-60	Braided Arenoso II	1,219E+02	1,828E+02	1,919E+00	2,879E+00
MTG-61	Braided Arenoso II	1,121E+02	1,681E+02	1,765E+00	2,648E+00
MTG-62	Braided Arenoso II	9,951E+01	1,493E+02	1,567E+00	2,351E+00
MTG-63	Braided Arenoso II	3,898E+01	5,847E+01	1,413E+00	2,119E+00
MTG-64	Braided Arenoso II	7,435E+01	1,115E+02	1,661E+00	2,491E+00
MTG-65	Braided Arenoso II	9,740E+01	1,461E+02	2,176E+00	3,264E+00
MTG-66	Braided Arenoso II	1,008E+02	1,512E+02	2,252E+00	3,378E+00
MTG-67	Braided Arenoso II	9,168E+01	1,375E+02	2,048E+00	3,072E+00
MTG-68	Braided Arenoso II	1,171E+02	1,757E+02	2,356E+00	3,535E+00
MTG-69	Braided Arenoso II	1,154E+02	1,731E+02	2,322E+00	3,483E+00
MTG-70	Braided Arenoso II	9,681E+01	1,452E+02	1,948E+00	2,922E+00
MTG-71	Braided Arenoso II	9,681E+01	1,452E+02	1,948E+00	2,922E+00
MTG-72	Braided Arenoso II	1,058E+02	1,586E+02	2,089E+00	3,134E+00
MTG-73	Braided Arenoso II	9,956E+01	1,493E+02	1,967E+00	2,950E+00
MTG-74	Braided Arenoso II	8,626E+01	1,294E+02	1,704E+00	2,556E+00
MTG-75	Braided Arenoso II	8,586E+01	1,288E+02	1,696E+00	2,544E+00
MTG-76	Braided Arenoso II	5,937E+01	8,906E+01	1,844E+00	2,766E+00
MTG-77	Braided Arenoso II	5,255E+01	7,882E+01	1,632E+00	2,448E+00
MTG-78	Braided Arenoso II	5,867E+01	8,801E+01	1,602E+00	2,403E+00
MTG-79	Braided Arenoso II	6,759E+01	1,014E+02	1,845E+00	2,768E+00
MTG-80	Braided Arenoso II	5,912E+01	8,868E+01	1,614E+00	2,421E+00
MTG-81	Braided Arenoso I	4,528E+01	6,792E+01	1,275E+00	1,913E+00
MTG-82	Braided Arenoso I	5,960E+01	8,941E+01	1,690E+00	2,535E+00
MTG-83	Braided Arenoso I	2,096E+01	3,144E+01	5,942E-01	8,914E-01
MTG-84	Braided Arenoso II	4,180E+01	6,269E+01	1,289E+00	1,934E+00
MTG-85	Braided Arenoso II	5,452E+01	8,178E+01	1,351E+00	2,026E+00
MTG-86	Braided Arenoso II	5,142E+01	7,713E+01	1,274E+00	1,911E+00
MTG-87	Braided Arenoso II	5,002E+01	7,502E+01	1,220E+00	1,830E+00
MTG-88	Braided Arenoso II	5,592E+01	8,389E+01	1,364E+00	2,046E+00
MTG-89	Braided Arenoso II	4,901E+01	7,351E+01	1,195E+00	1,793E+00
MTG-90	Braided Arenoso II	7,592E+01	1,139E+02	1,512E+00	2,268E+00
MTG-91	Braided Arenoso II	8,229E+01	1,234E+02	1,639E+00	2,458E+00
MTG-92	Braided Arenoso II	8,677E+01	1,302E+02	1,728E+00	2,592E+00
MTG-93	Braided Arenoso II	4,040E+01	6,061E+01	1,202E+00	1,803E+00
MTG-94	Braided Arenoso II	6,467E+01	9,700E+01	1,299E+00	1,949E+00
MTG-95	Braided Arenoso II	8,083E+01	1,212E+02	1,624E+00	2,436E+00
MTG-96	Braided Arenoso II	6,527E+01	9,790E+01	1,311E+00	1,967E+00
MTG-97	Braided Arenoso II	6,962E+01	1,044E+02	1,399E+00	2,098E+00
MTG-98	Braided Arenoso I	4,124E+01	6,187E+01	1,368E+00	2,052E+00
MTG-99	Braided Arenoso I	3,438E+01	5,158E+01	1,258E+00	1,887E+00
MTG-100	Braided Arenoso I	3,442E+01	5,163E+01	1,259E+00	1,889E+00

Ω : Potencia fluvial o energía total (Stream power) y ω : Potencia fluvial específica (Specific stream power)

Anexo III: Análisis de Rayos X

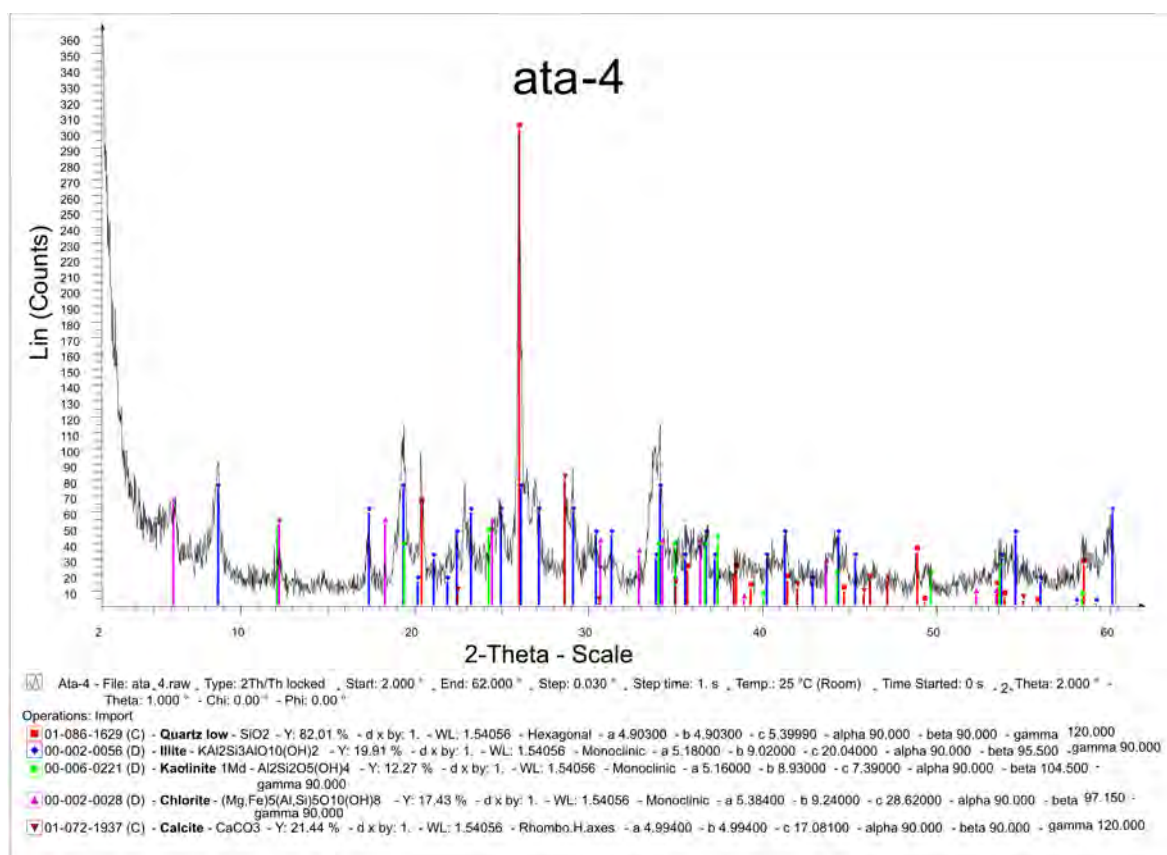


Fig. A3-1. Análisis de Rayos X de la muestra ata-4

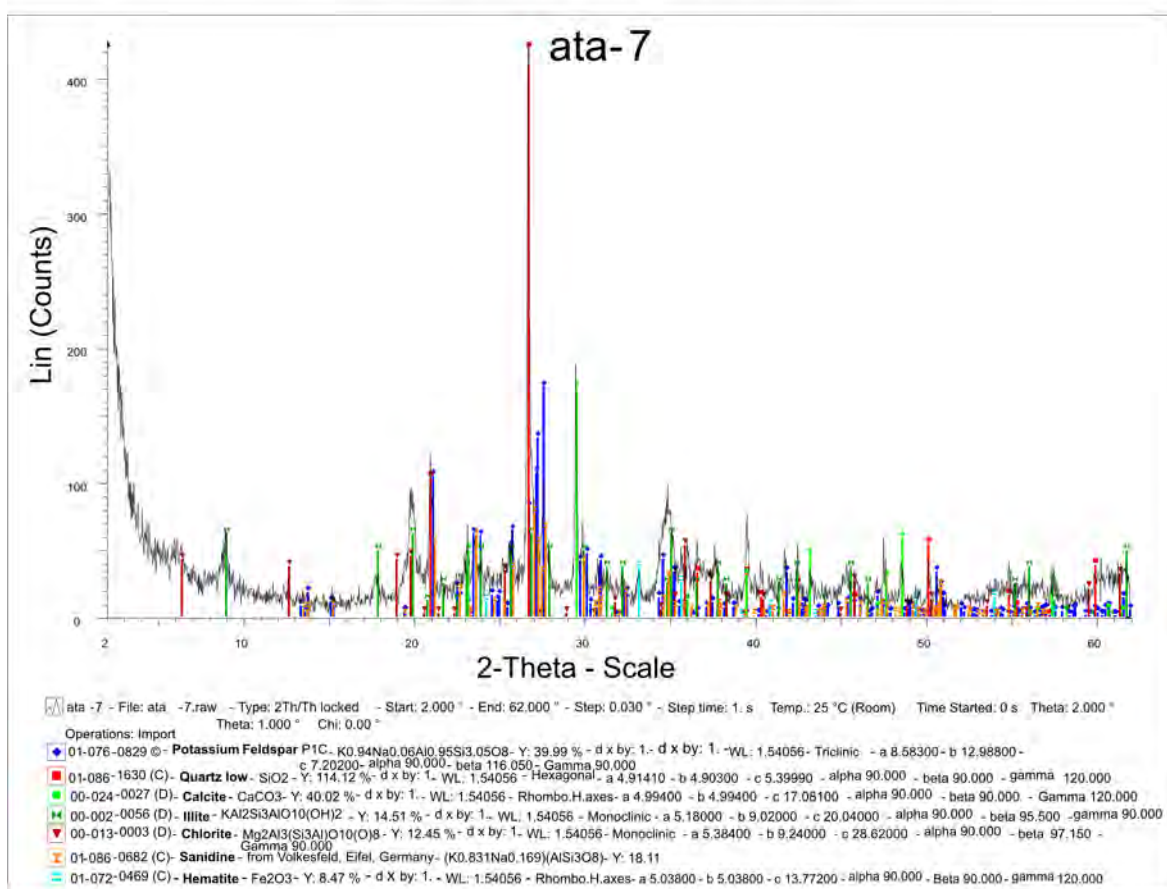


Fig. A3-2. Análisis de Rayos X de la muestra ata-7

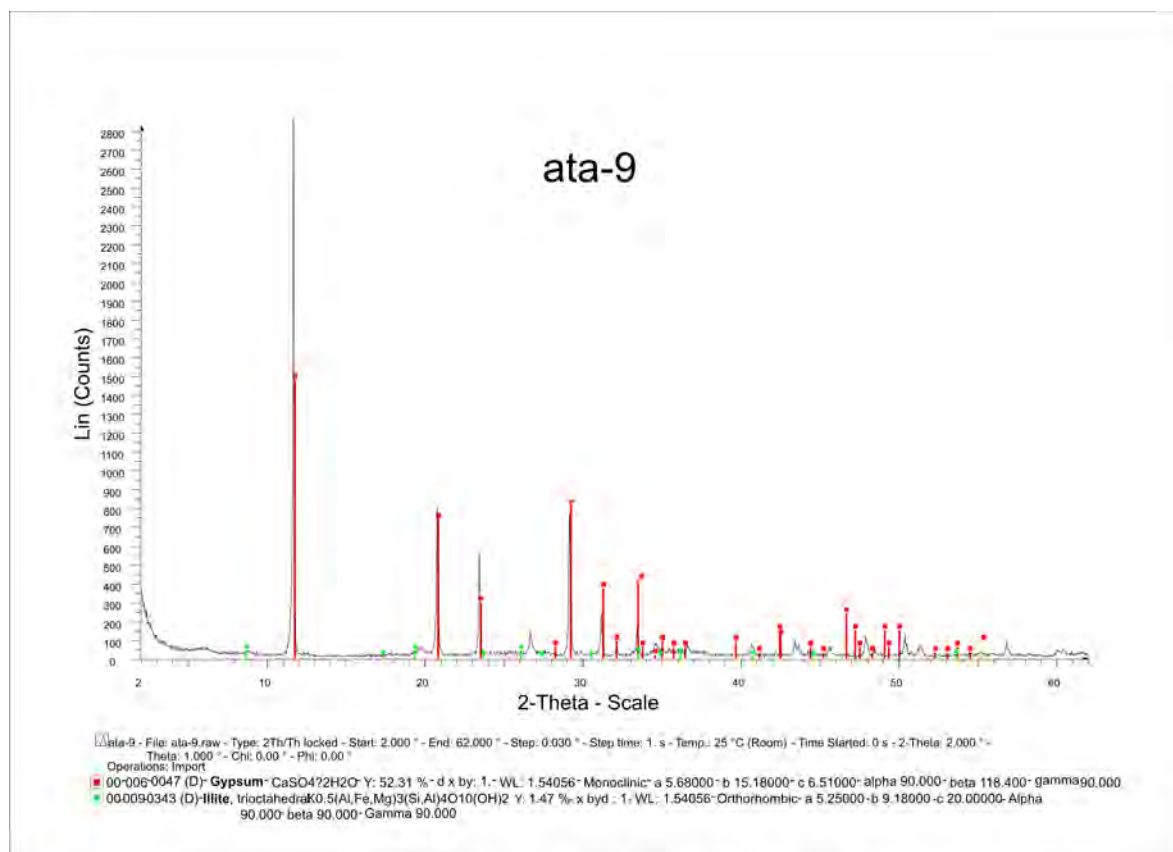


Fig. A3-3. Análisis de Rayos X de la muestra ata-9

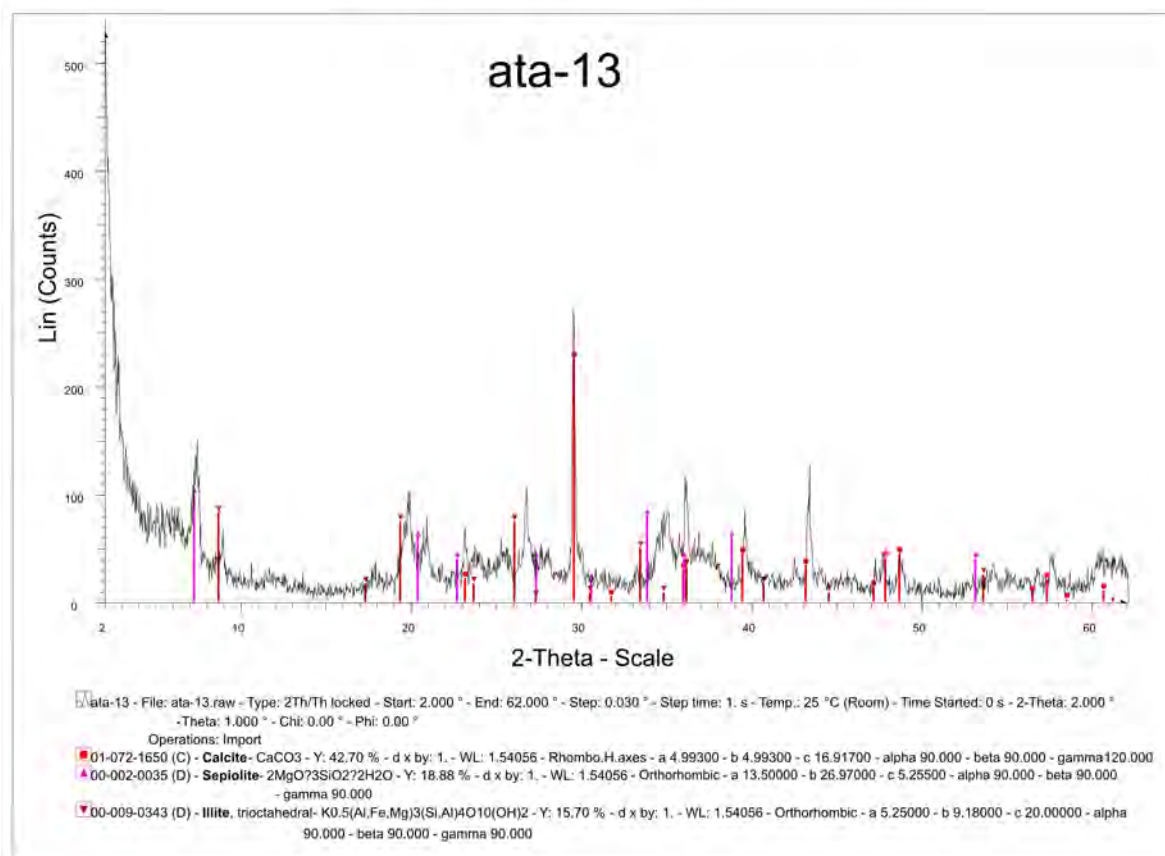


Fig. A3-4. Análisis de Rayos X de la muestra ata-13

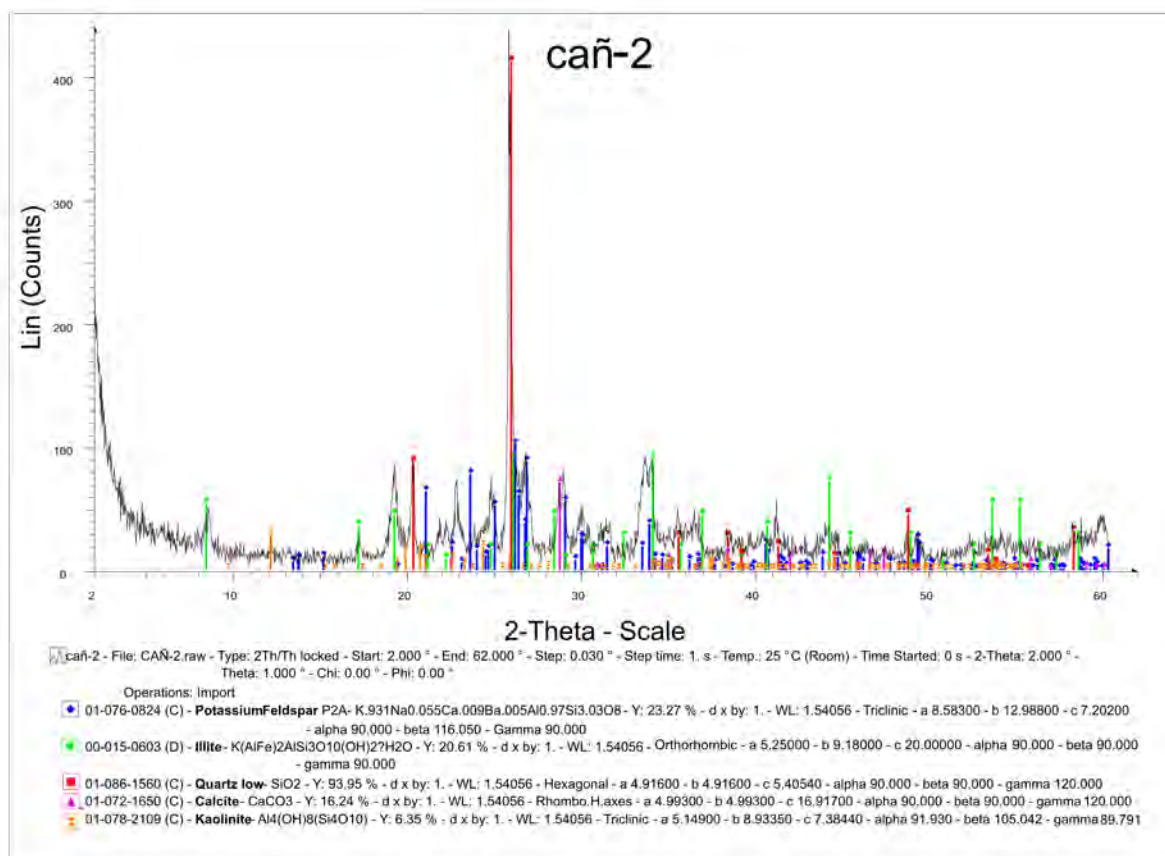


Fig. A3-5. Análisis de Rayos X de la muestra cañ-2

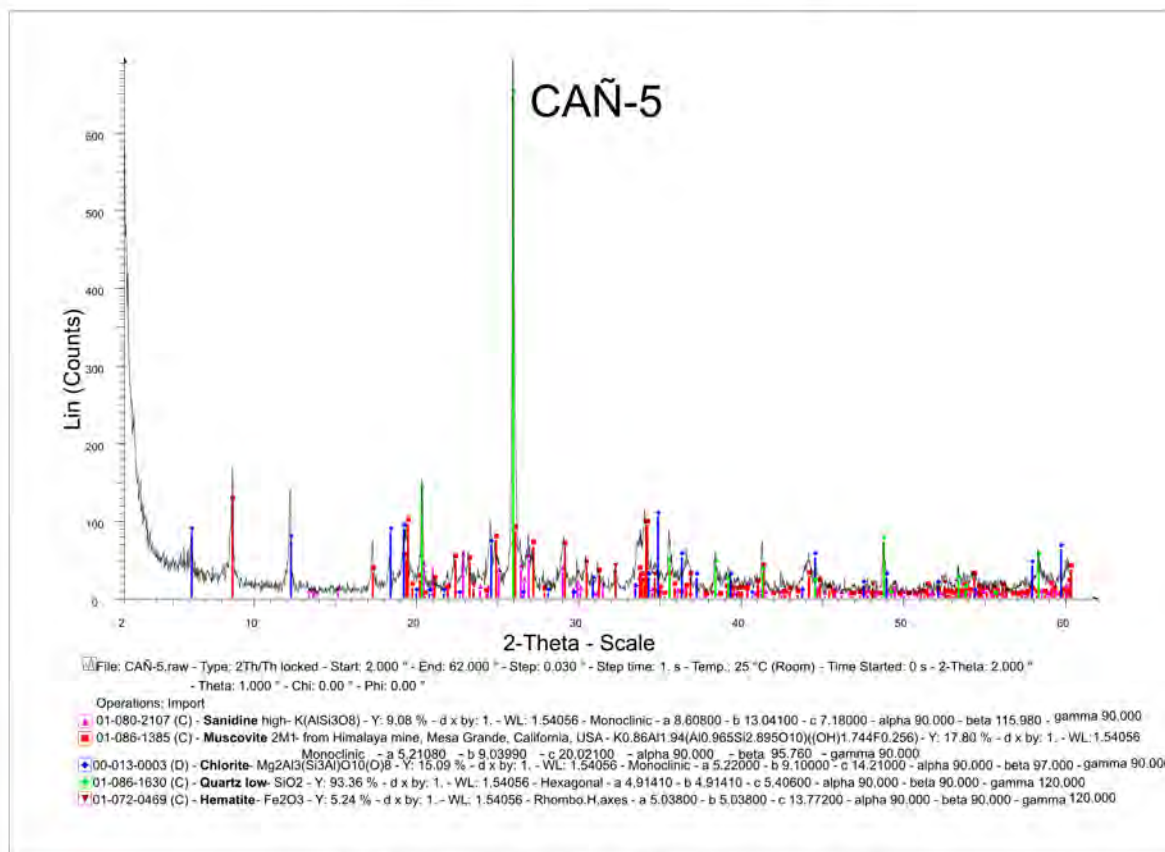


Fig. A3-6. Análisis de Rayos X de la muestra cañ-5

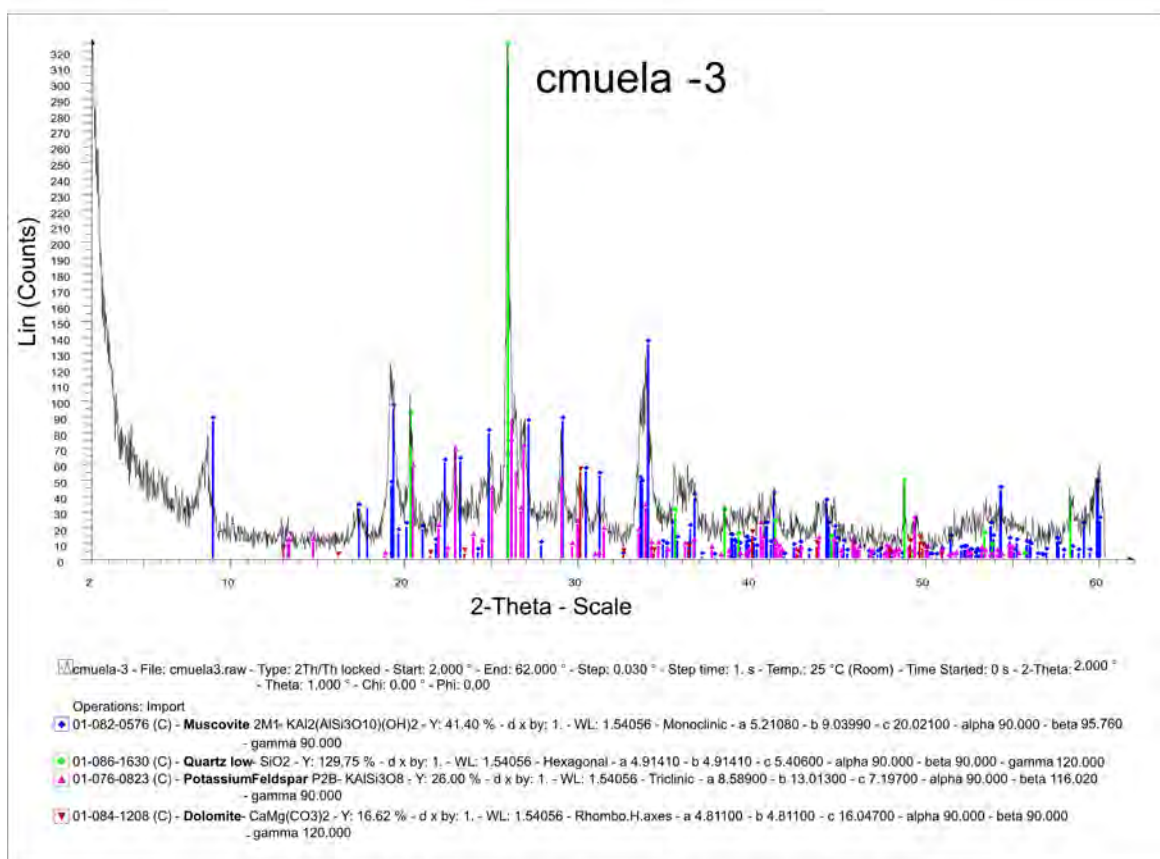


Fig. A3-7. Análisis de Rayos X de la muestra cmuela-3

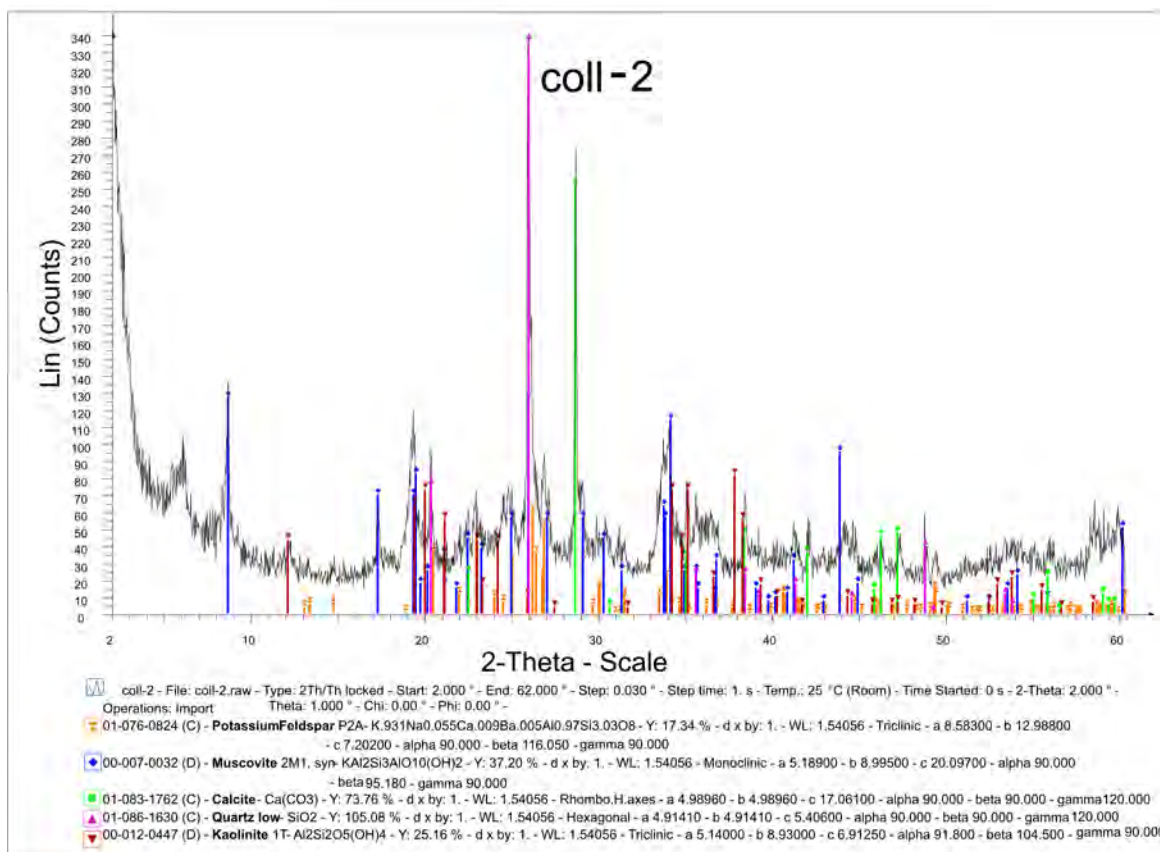


Fig. A3-8. Análisis de Rayos X de la muestra coll-2

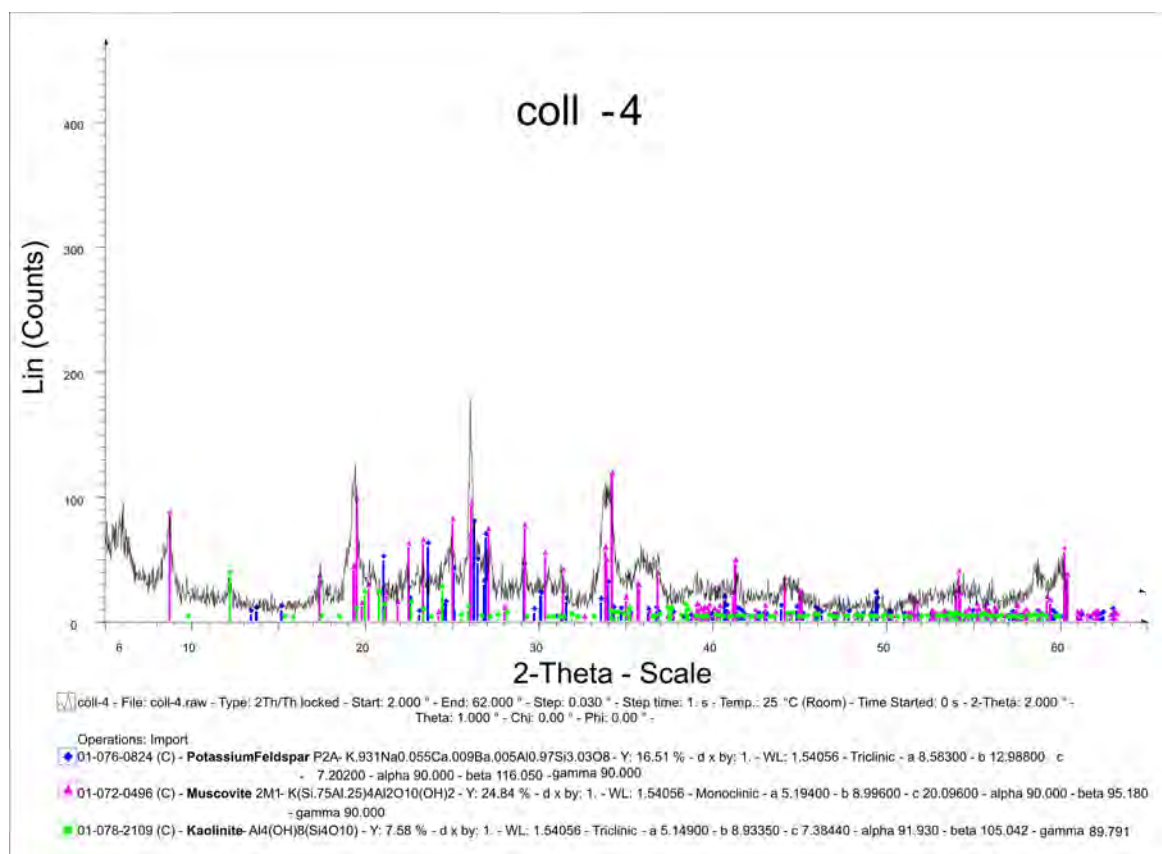


Fig. A3-9. Análisis de Rayos X de la muestra coll-4

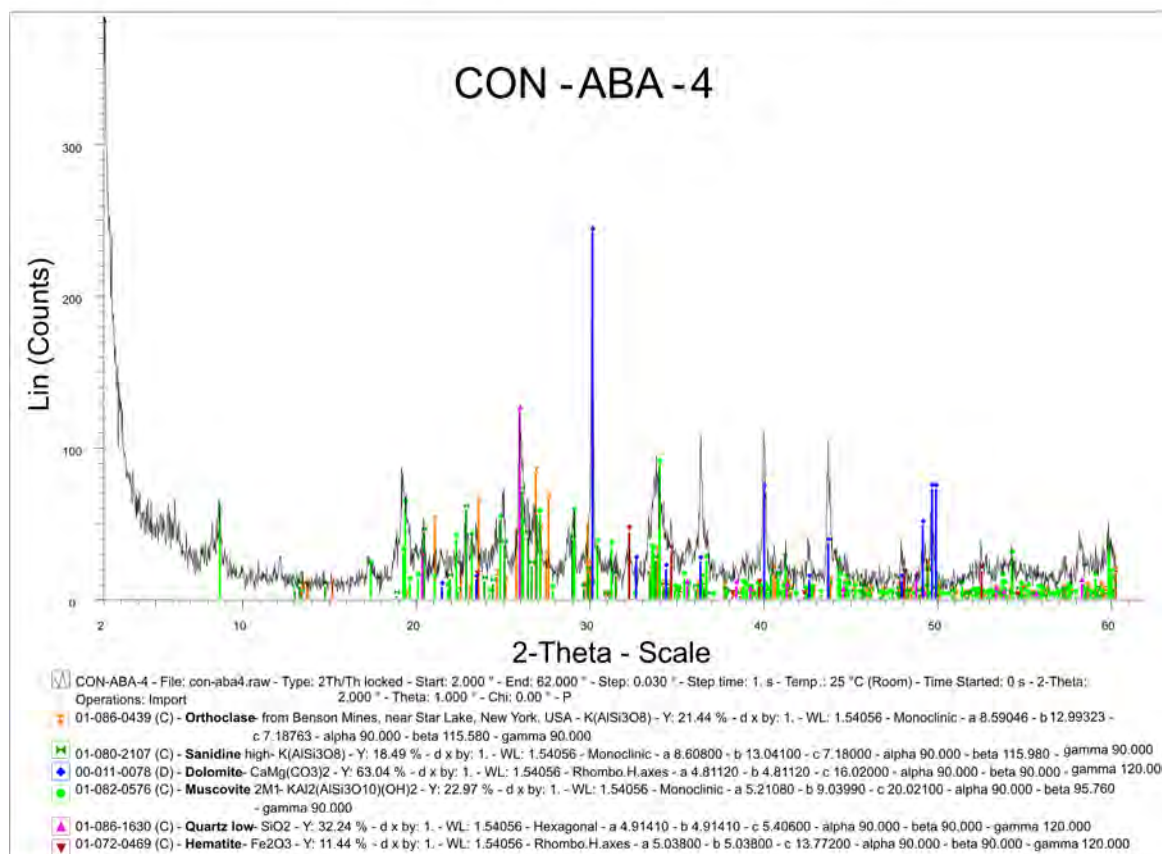


Fig. A3-10. Análisis de Rayos X de la muestra con-aba-4

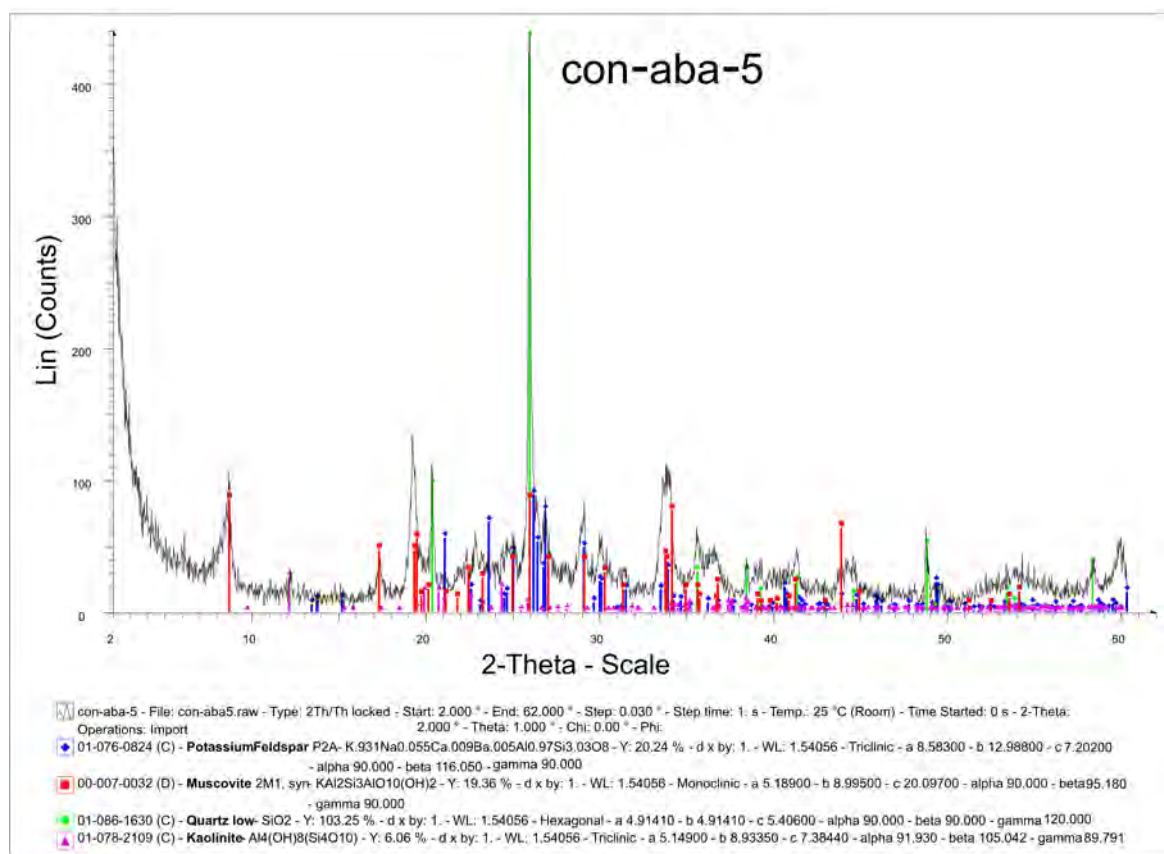


Fig. A3-11. Análisis de Rayos X de la muestra cond-aba-5

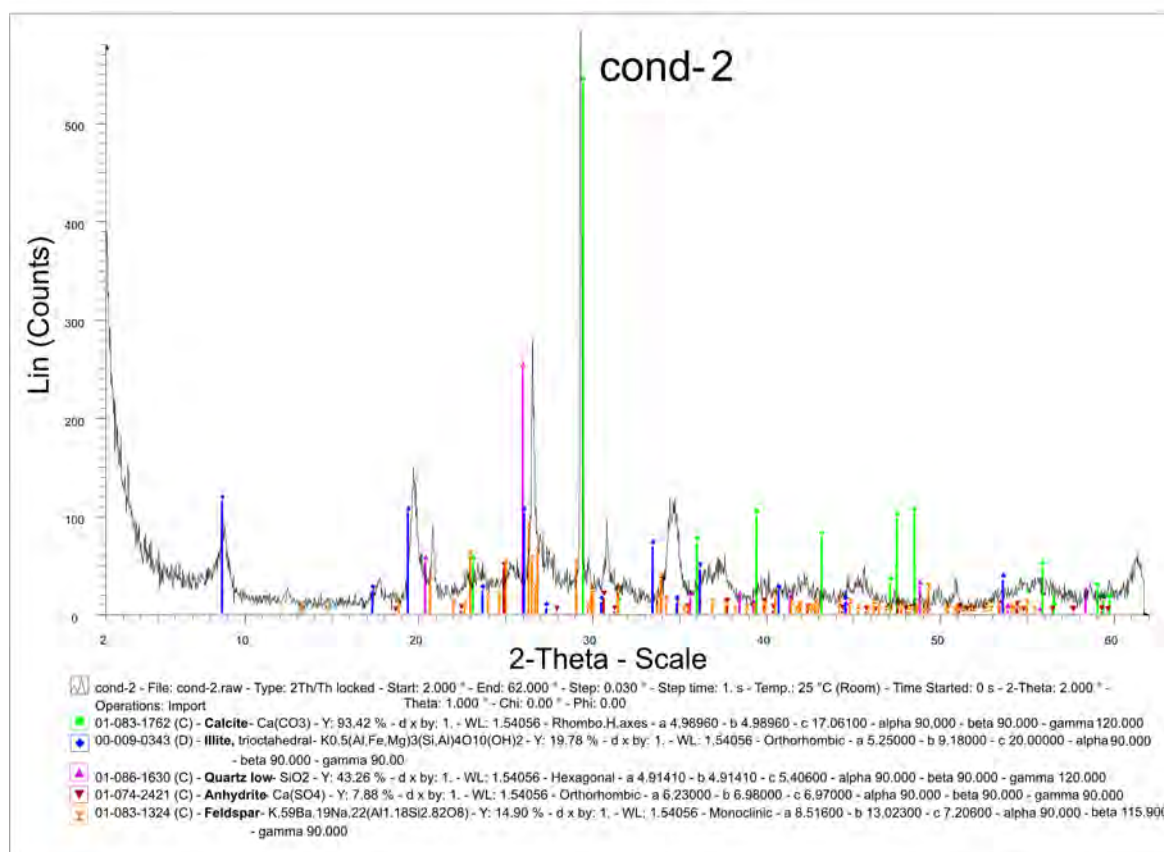


Fig. A3-12. Análisis de Rayos X de la muestra cond-2

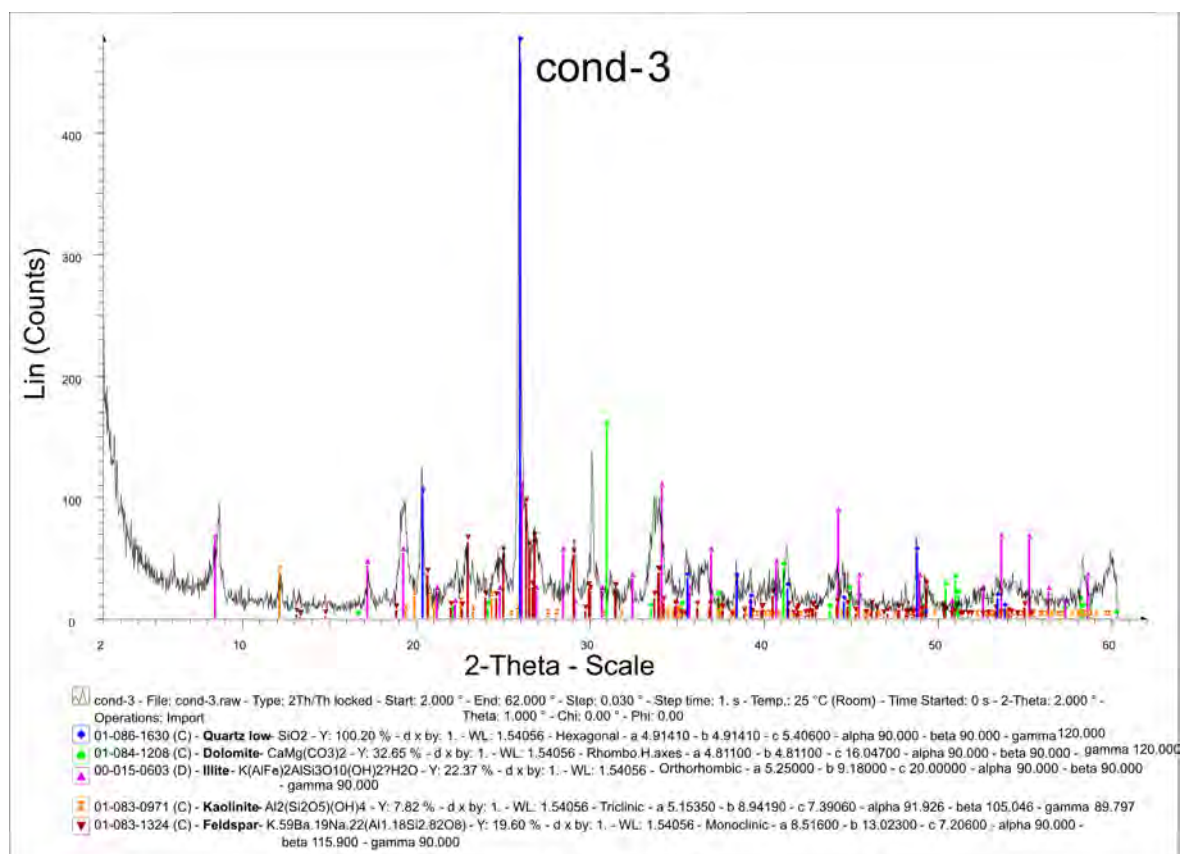


Fig. A3-13. Análisis de Rayos X de la muestra cond-3

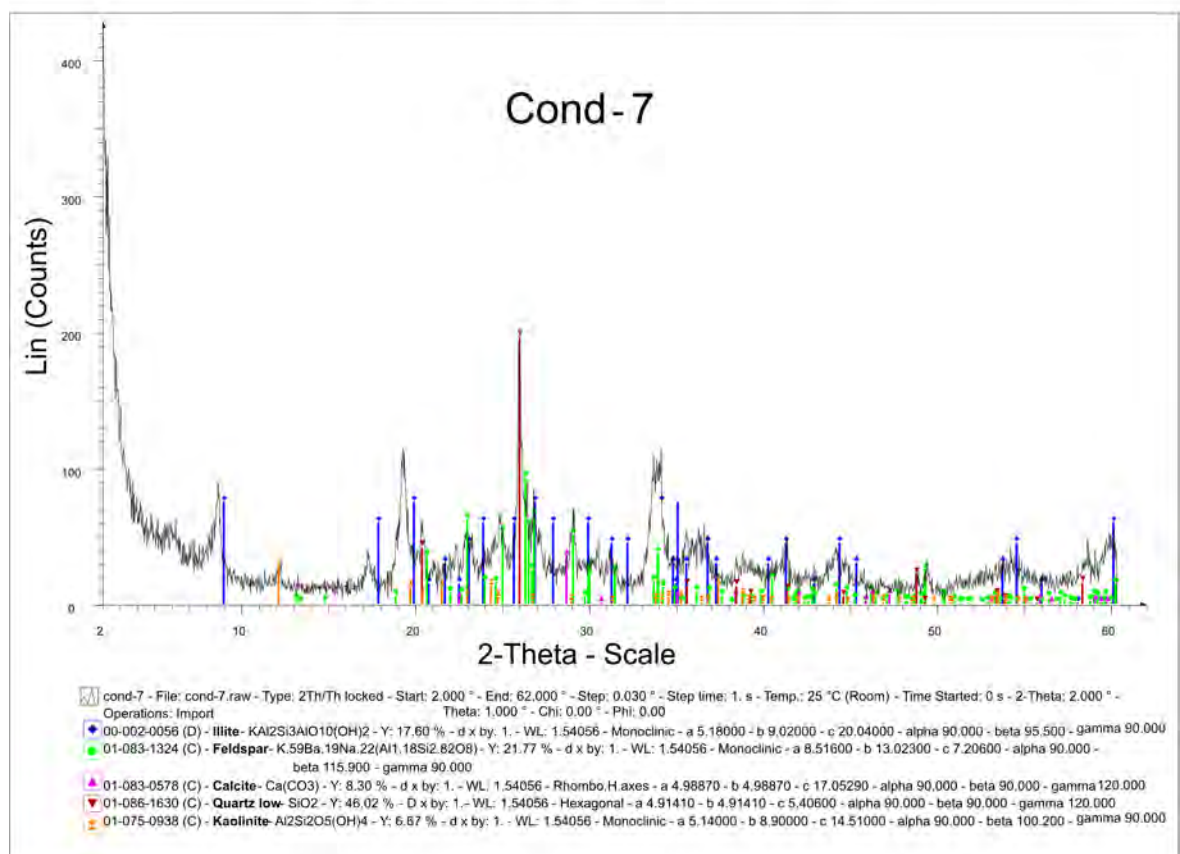


Fig. A3-14. Análisis de Rayos X de la muestra cond-7

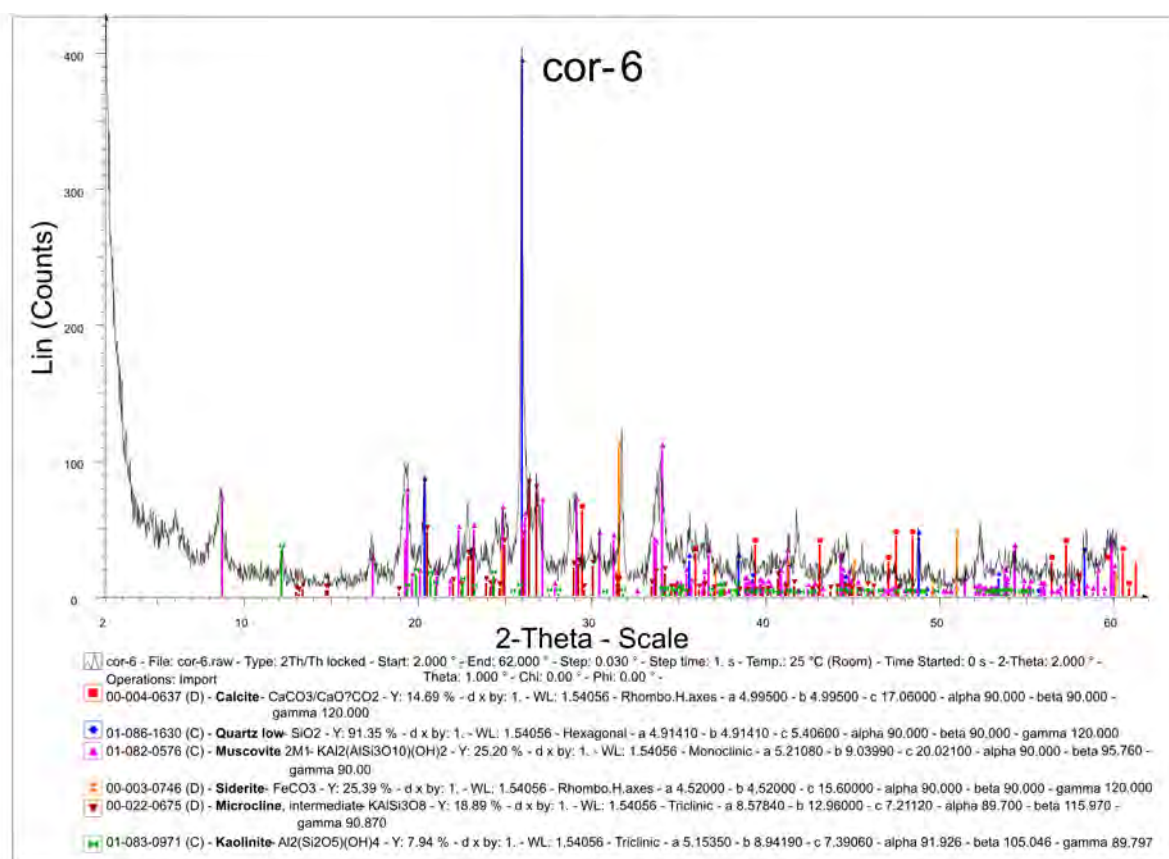


Fig. A3-15. Análisis de Rayos X de la muestra cor-6

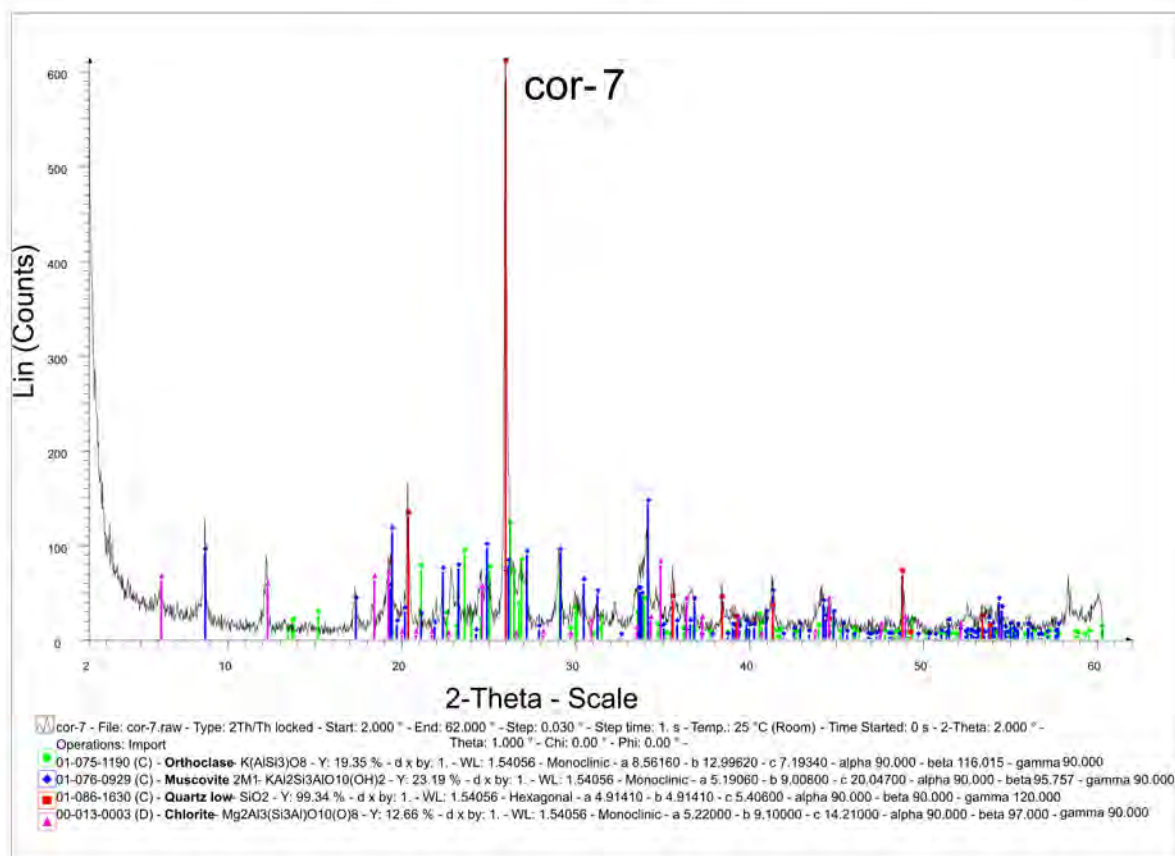


Fig. A3-16. Análisis de Rayos X de la muestra cor-7

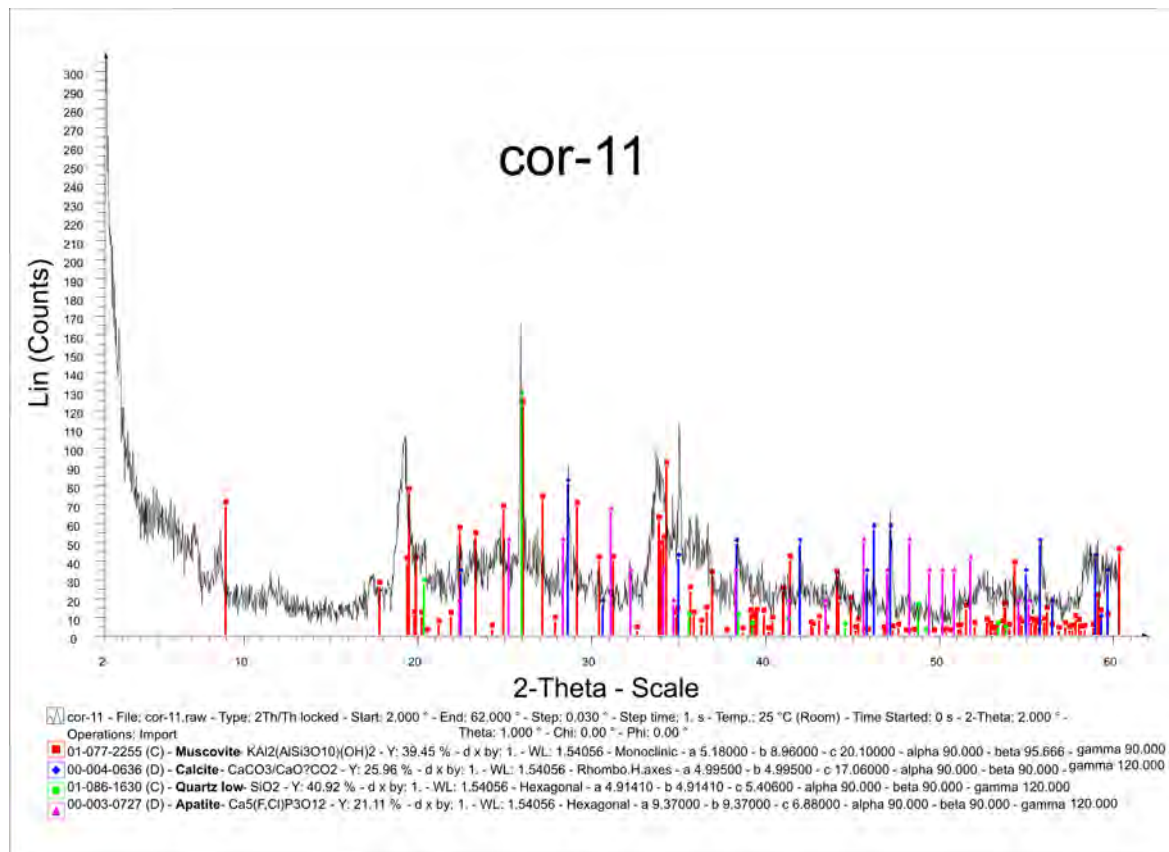


Fig. A3-17. Análisis de Rayos X de la muestra cor-11

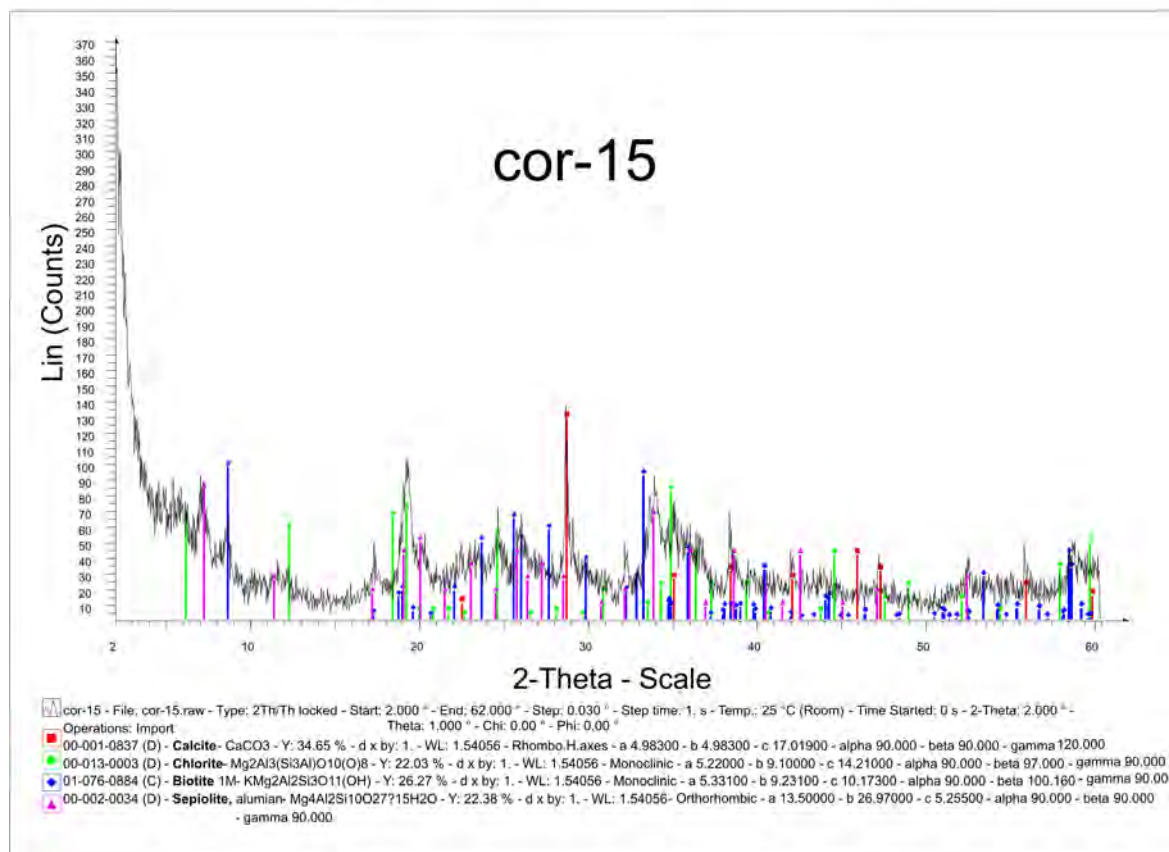


Fig. A3-18. Análisis de Rayos X de la muestra cor-15

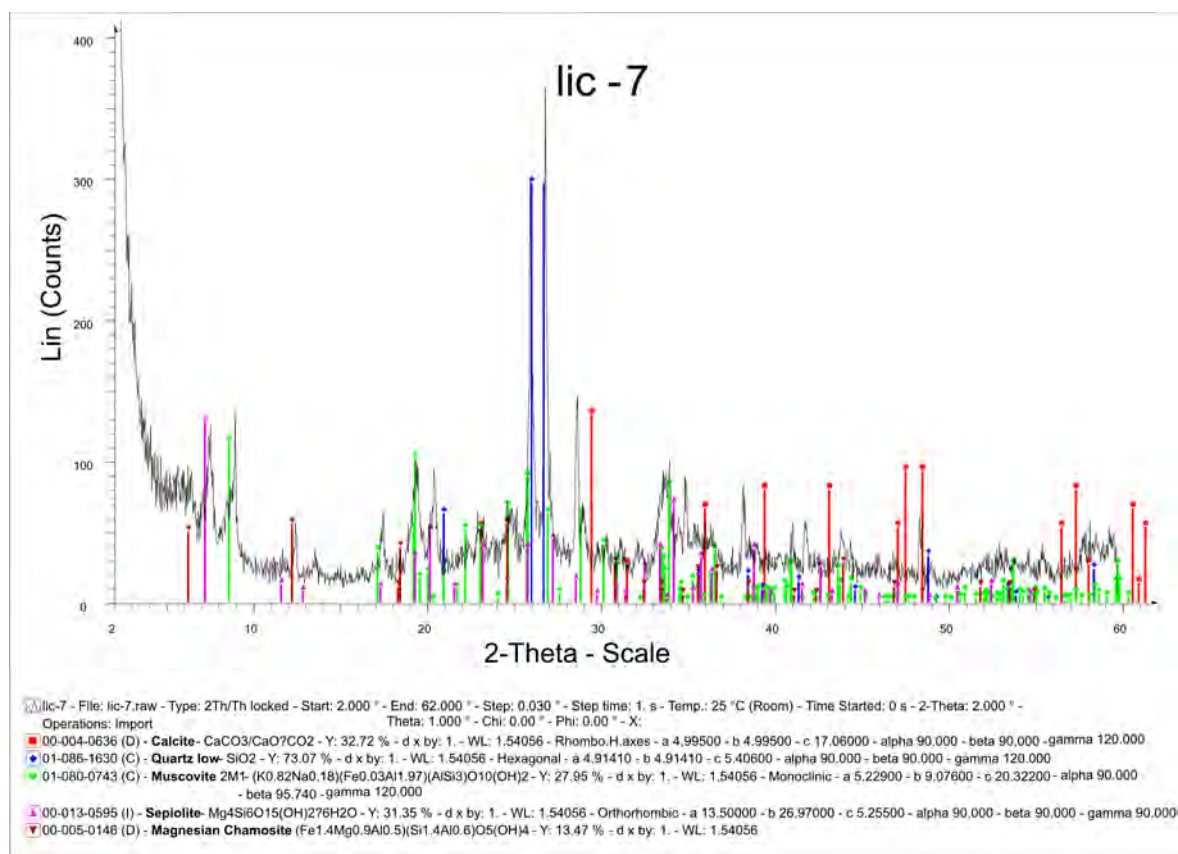


Fig. A3-19. Análisis de Rayos X de la muestra lic-7

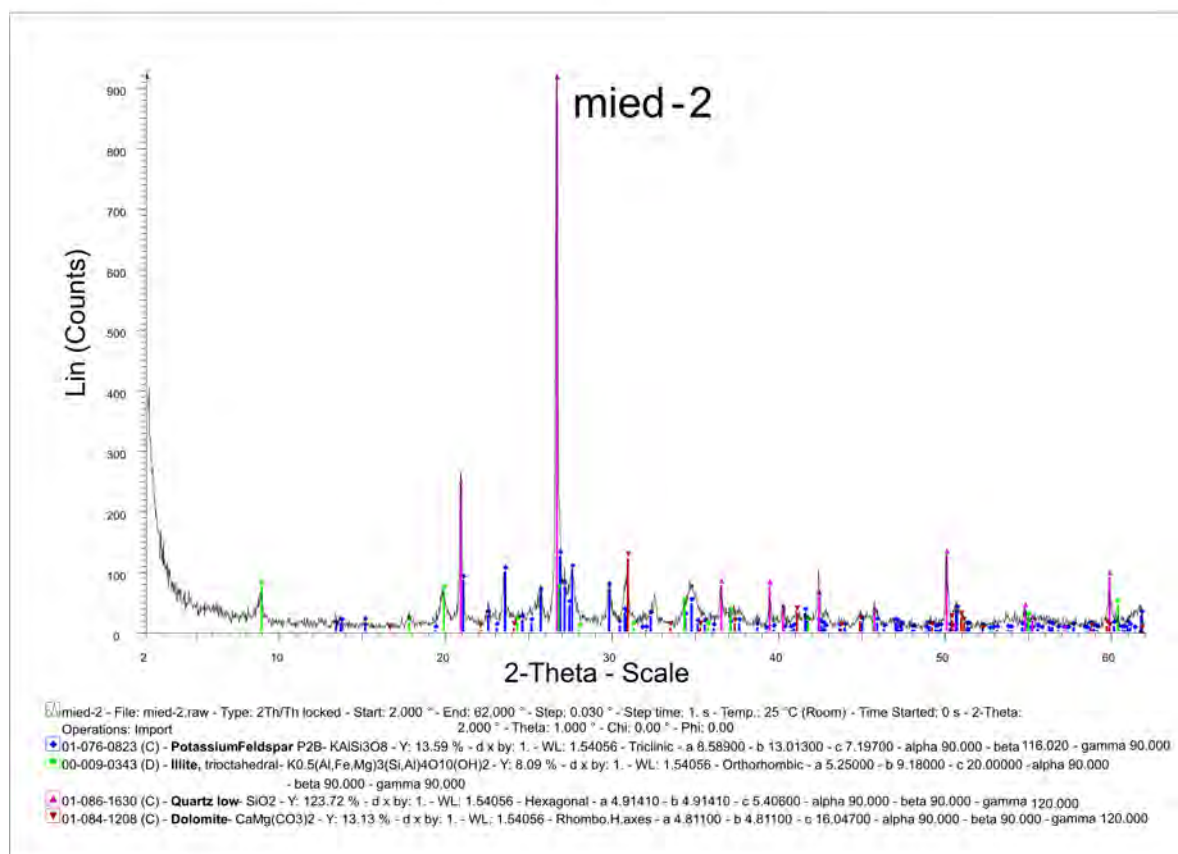


Fig. A3-20. Análisis de Rayos X de la muestra mied-2

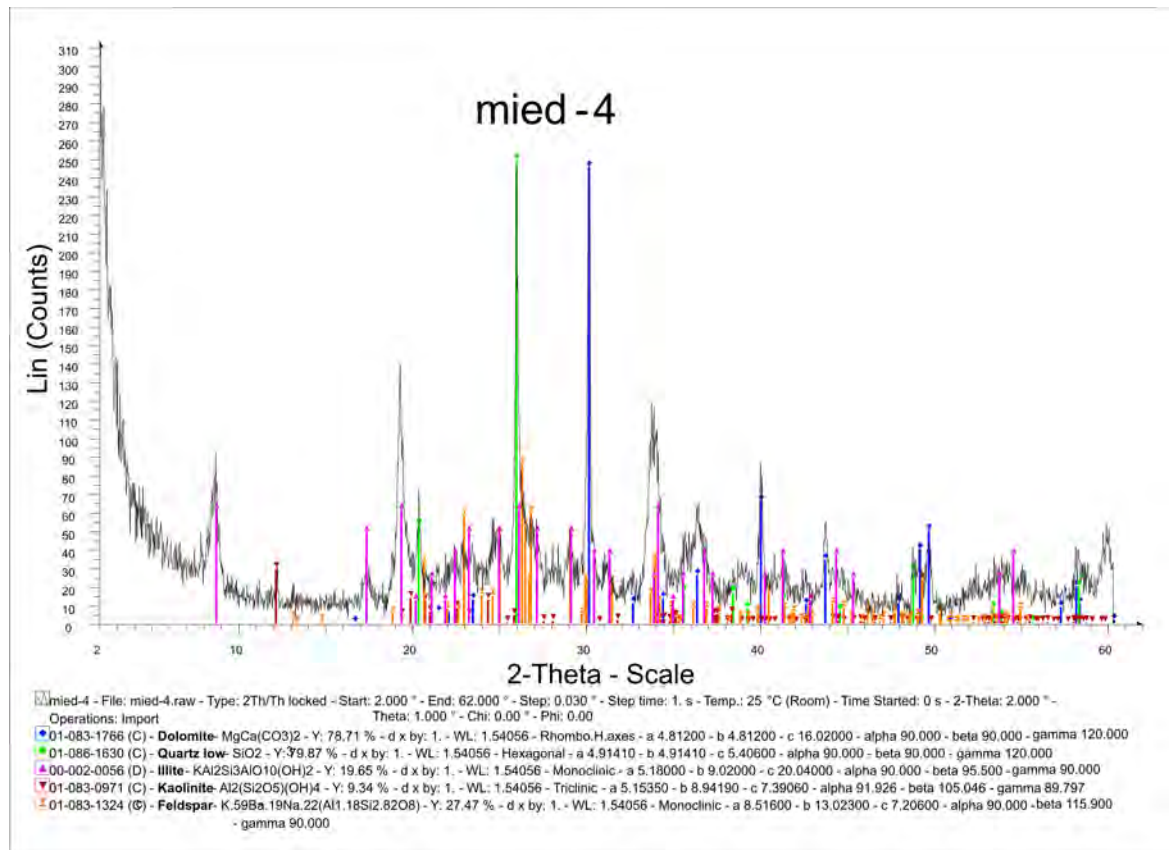


Fig. A3-21. Análisis de Rayos X de la muestra mied-4

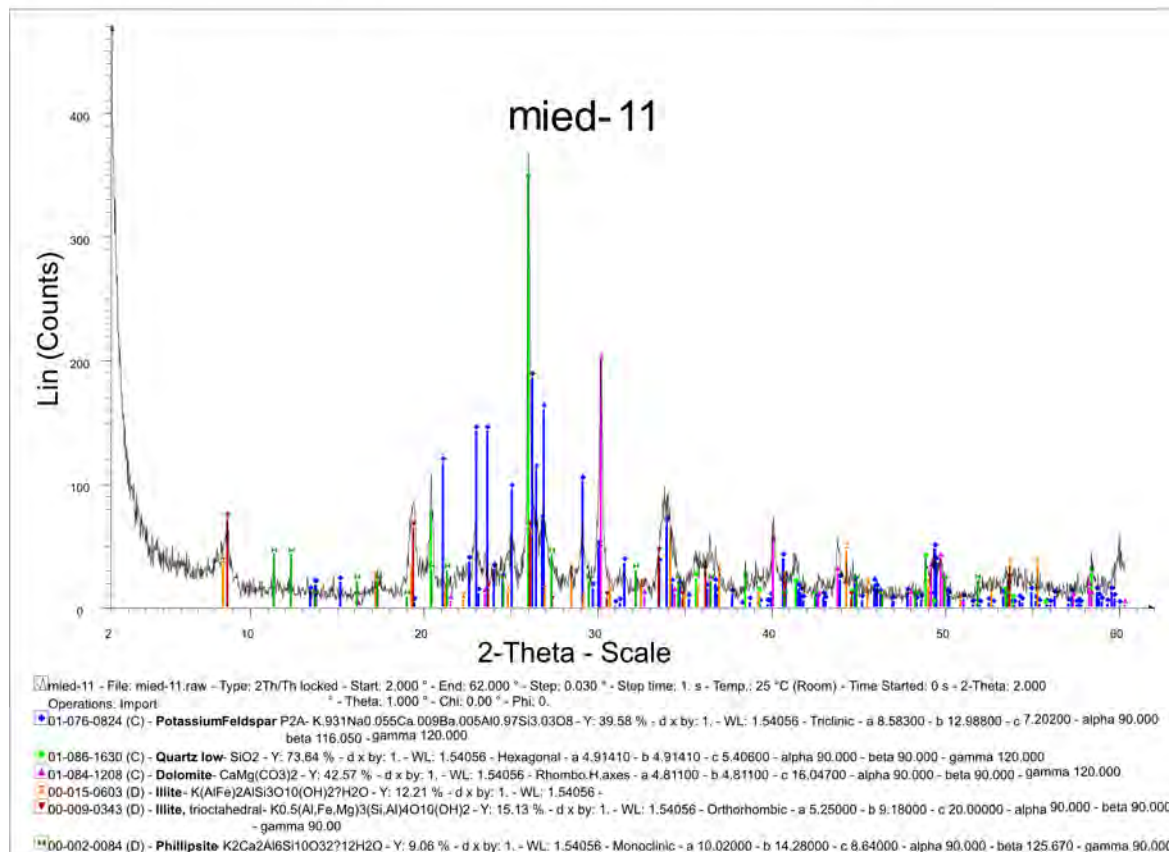


Fig. A3-22. Análisis de Rayos X de la muestra mied-11

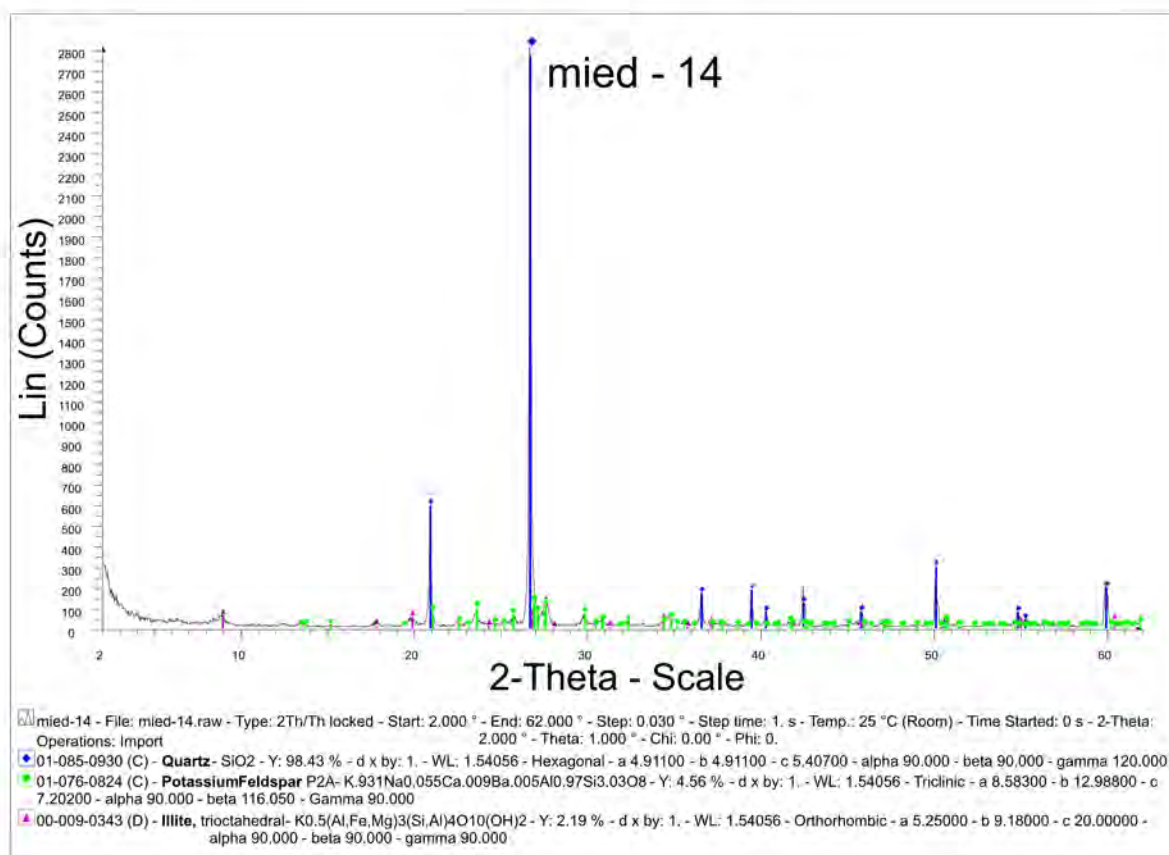


Fig. A3-23. Análisis de Rayos X de la muestra mied-14

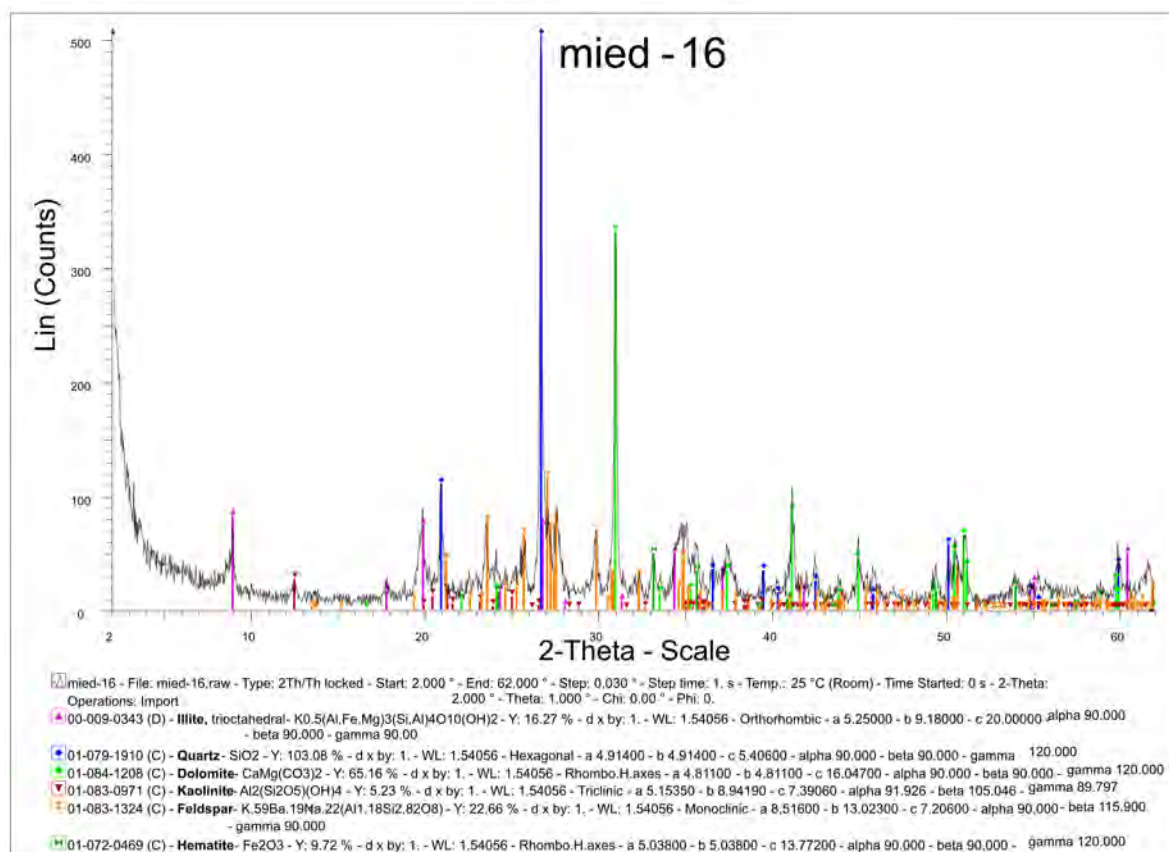


Fig. A3-24. Análisis de Rayos X de la muestra mied-16

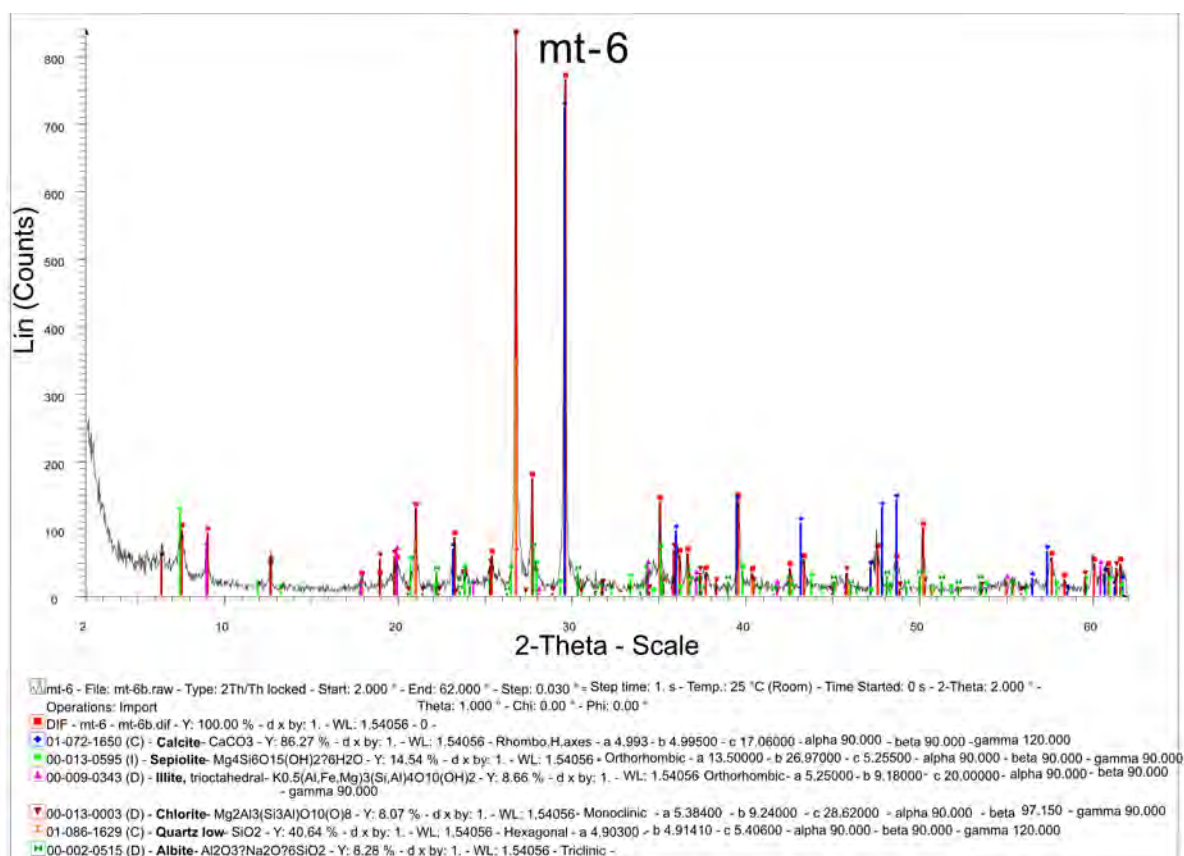


Fig. A3-25. Análisis de Rayos X de la muestra mt-6

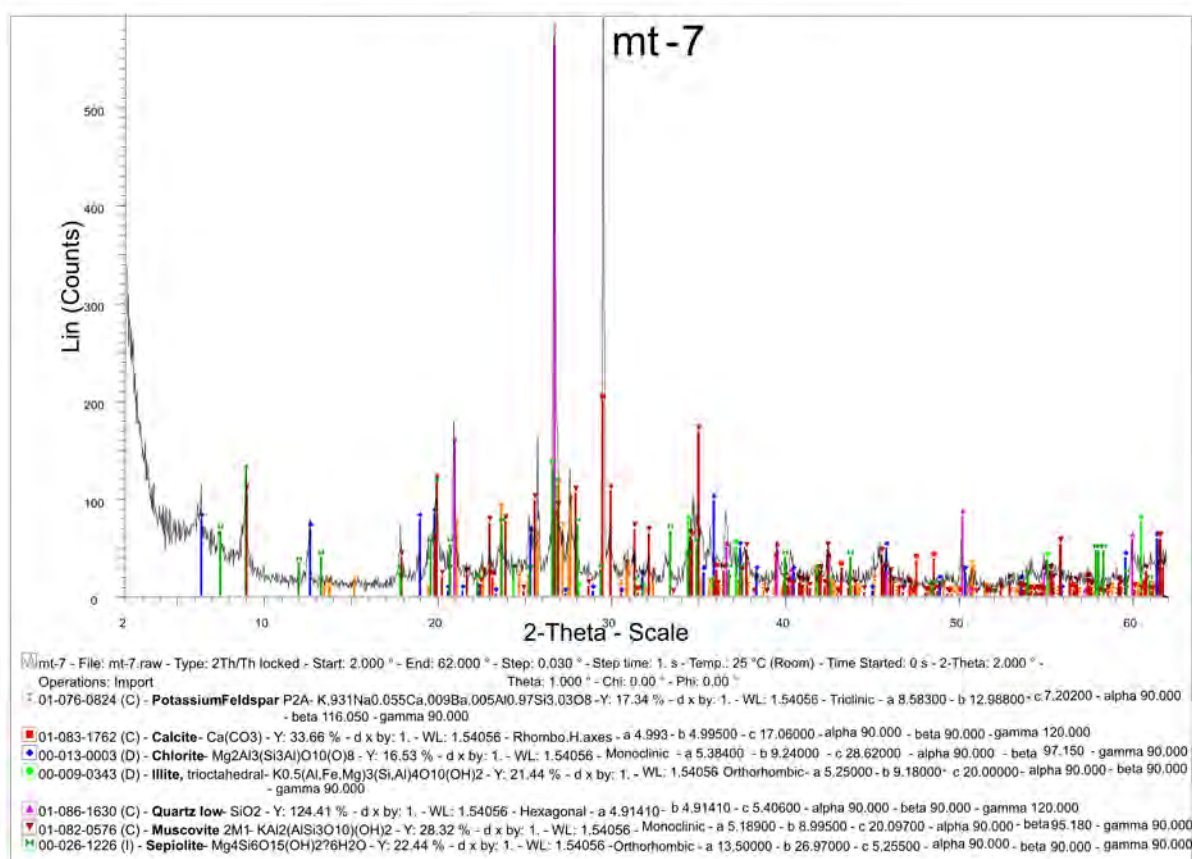


Fig. A3-26. Análisis de Rayos X de la muestra mt-7

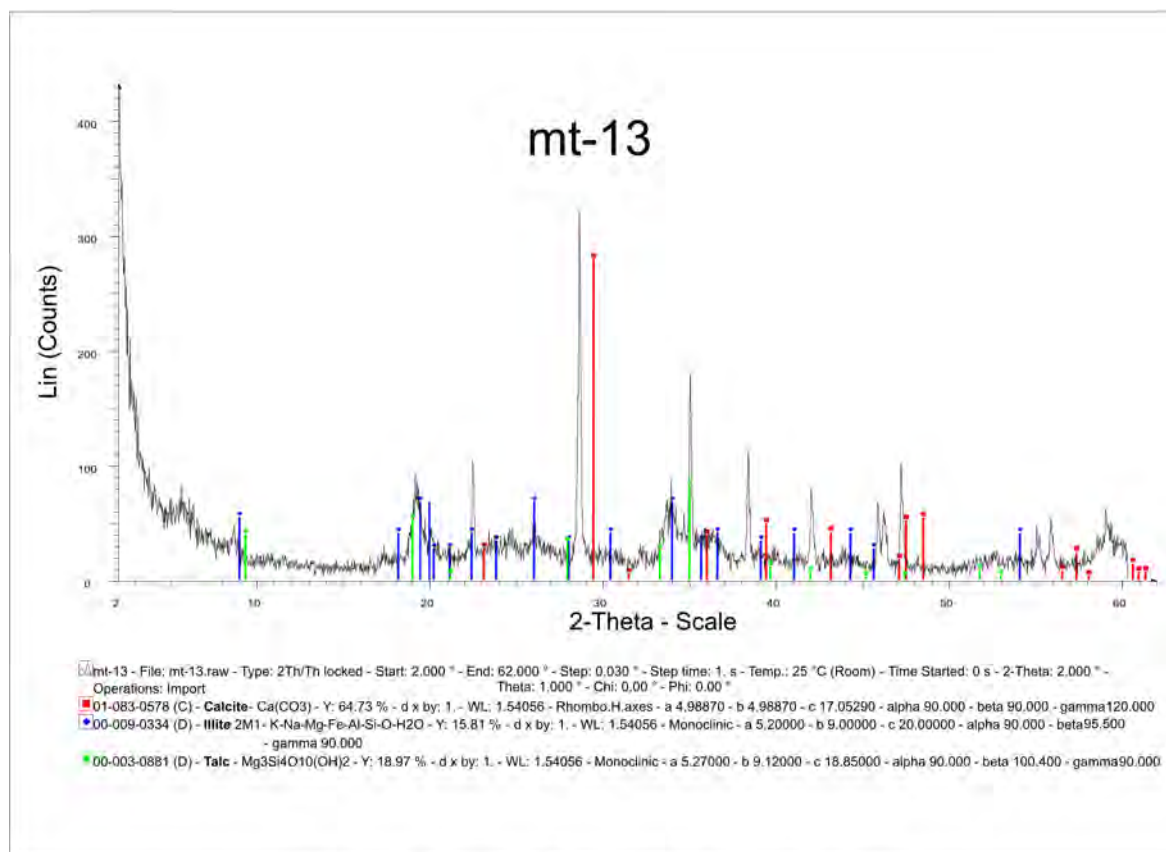


Fig. A3-27. Análisis de Rayos X de la muestra mt-13

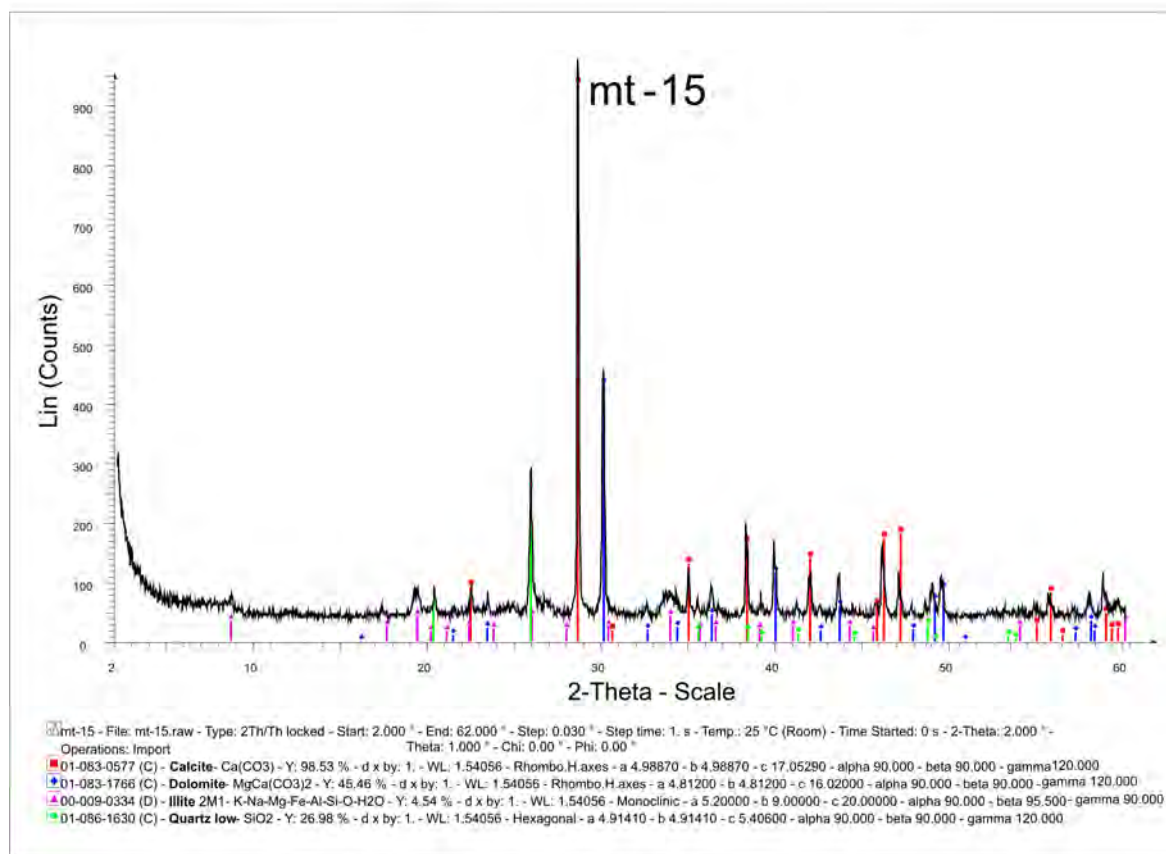


Fig. A3-28. Análisis de Rayos X de la muestra mt-15

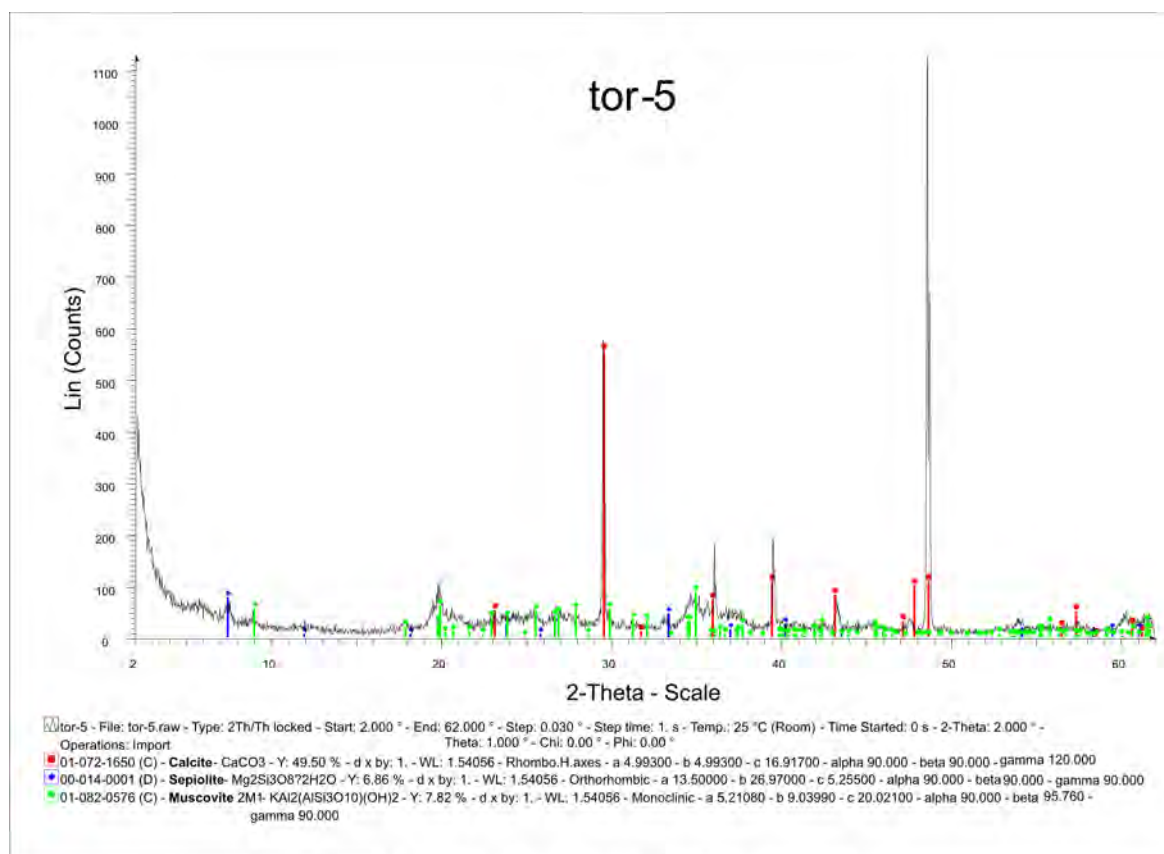


Fig. A3-29. Análisis de Rayos X de la muestra tor-5

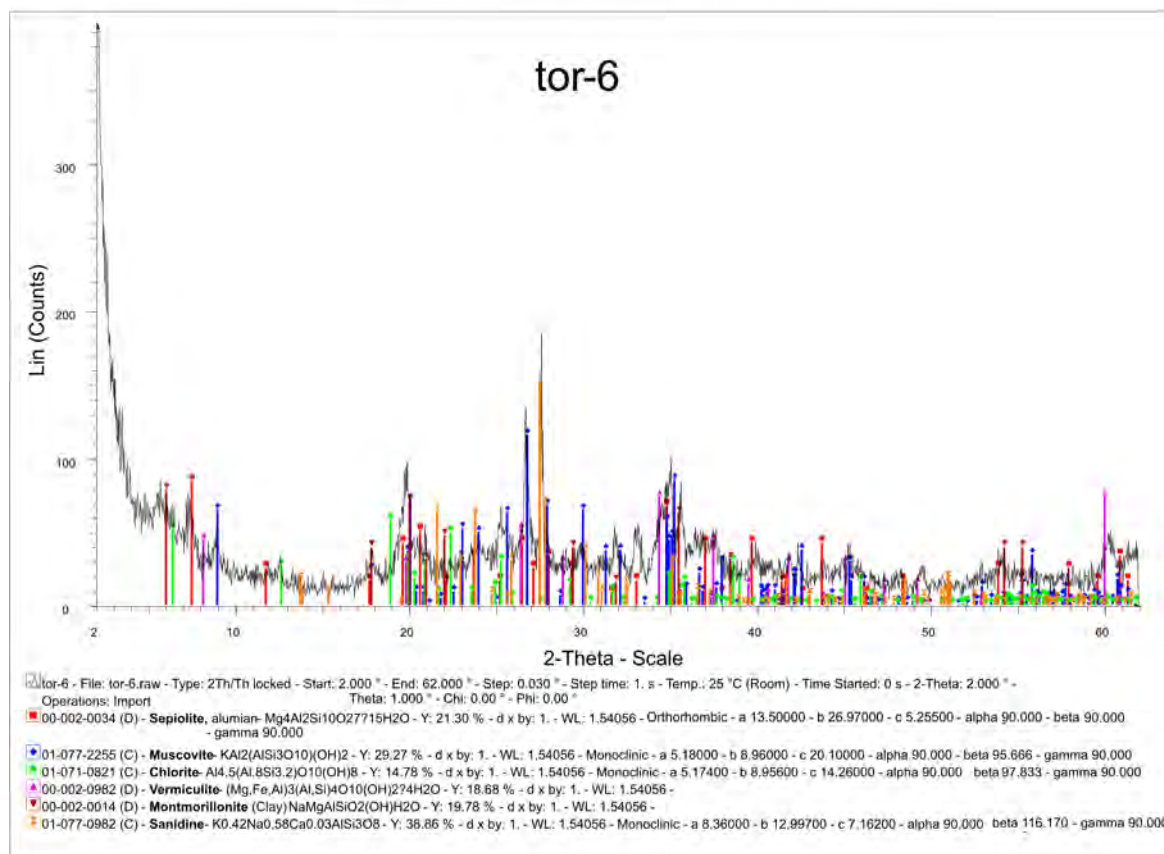


Fig. A3-30. Análisis de Rayos X de la muestra tor-6

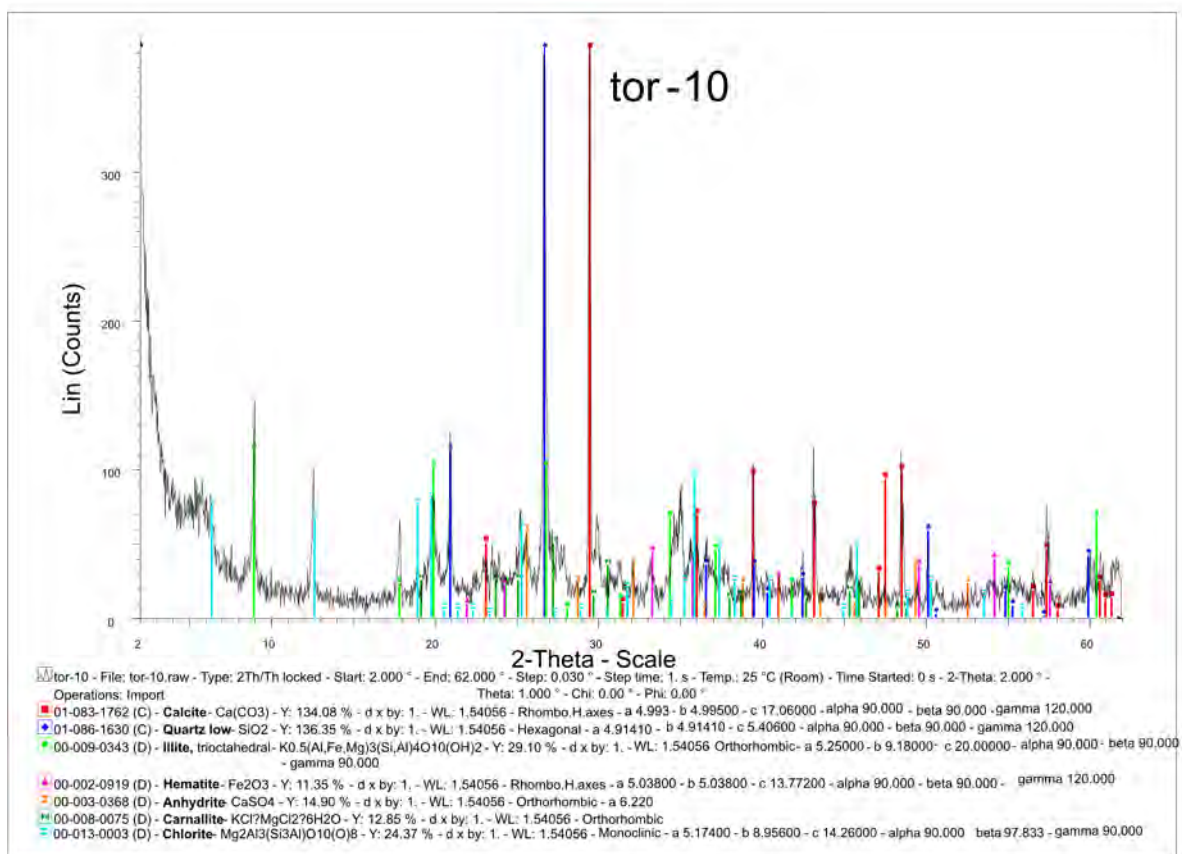


Fig. A3-31. Análisis de Rayos X de la muestra tor-10

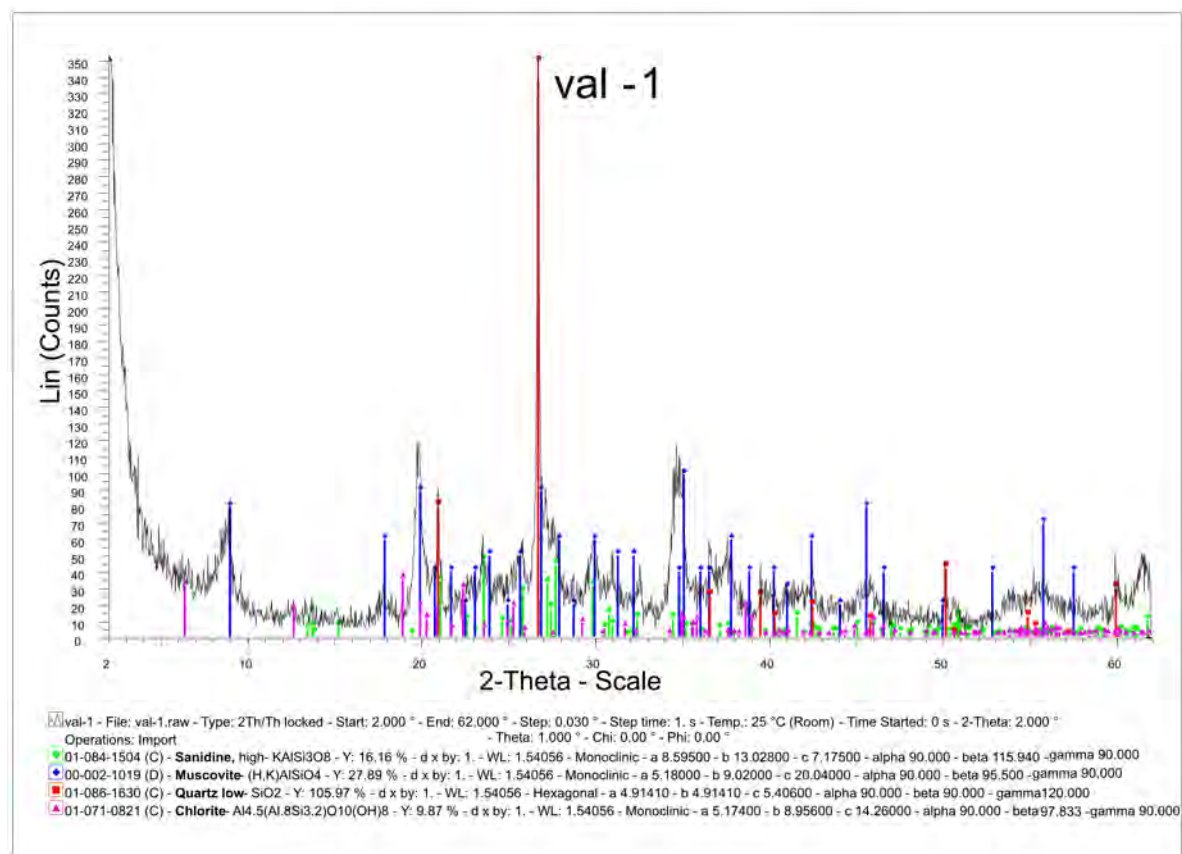


Fig. A3-32. Análisis de Rayos X de la muestra val-1

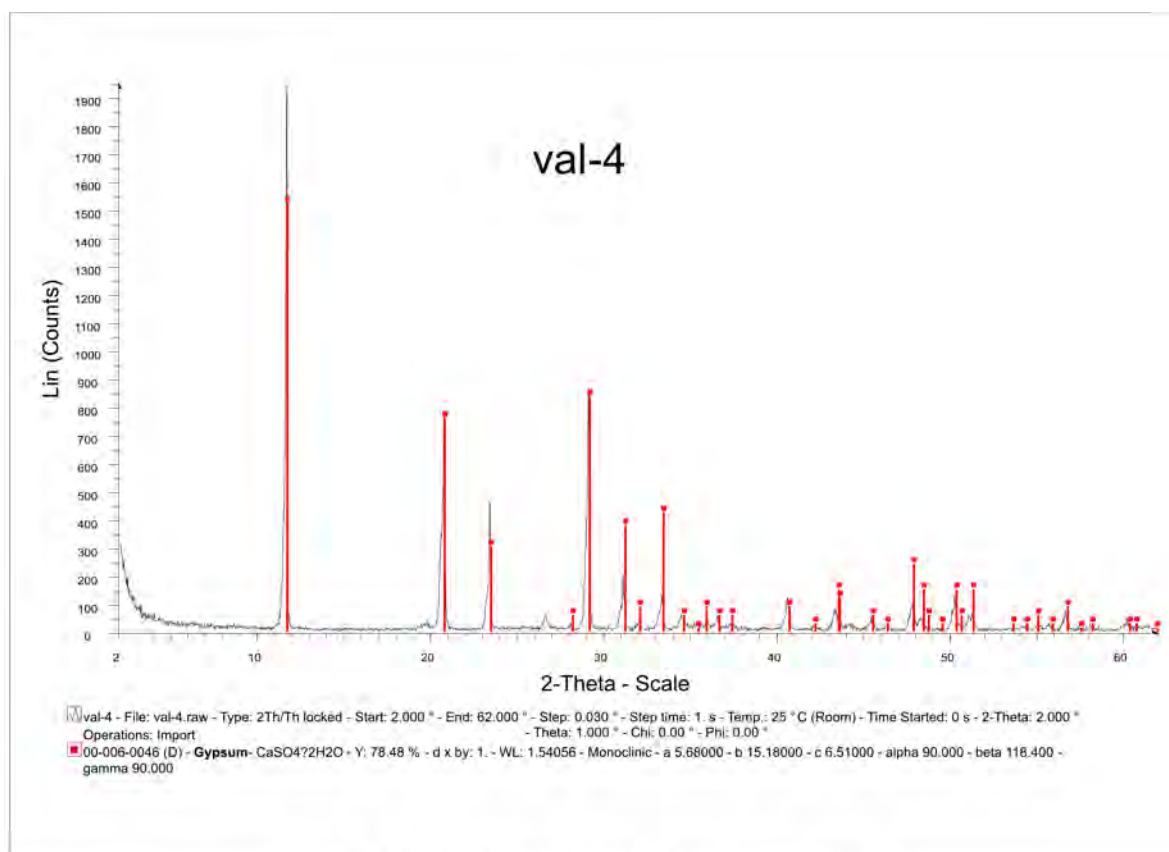


Fig. A3-33. Análisis de Rayos X de la muestra val-4

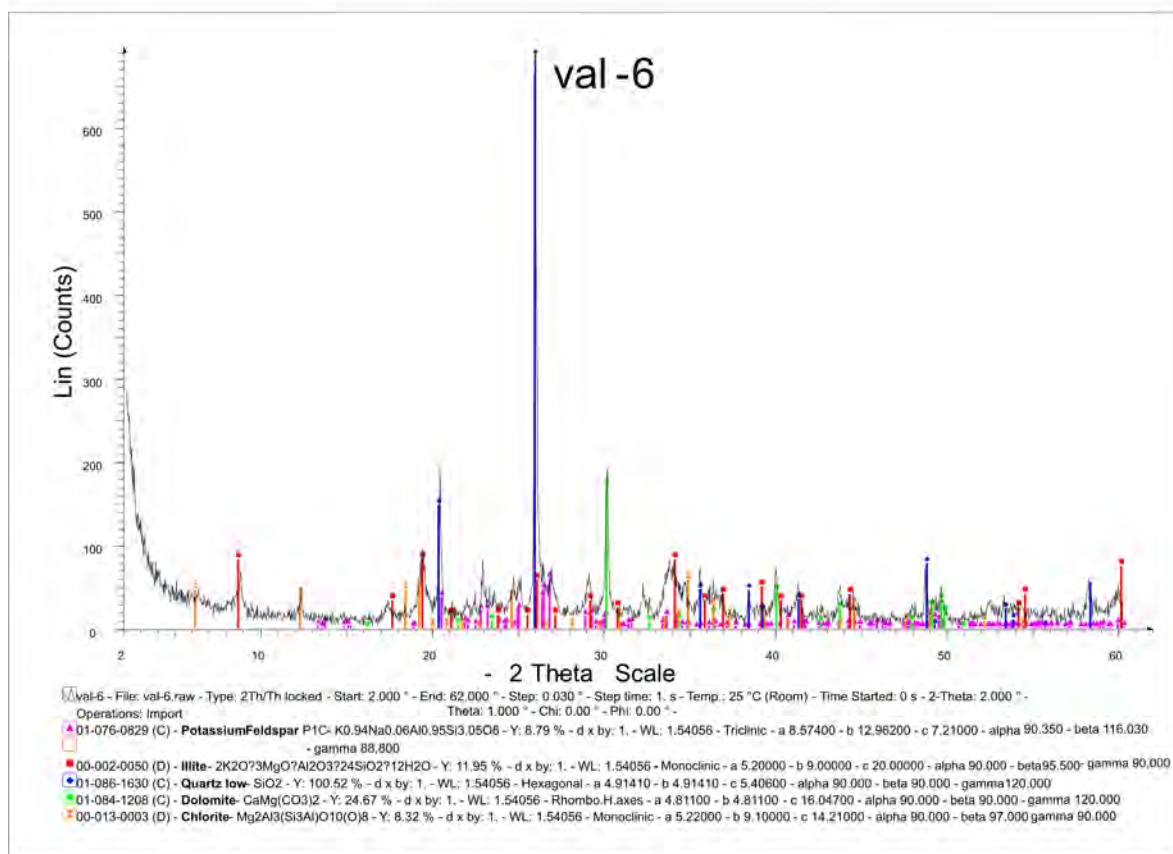


Fig. A3-34. Análisis de Rayos X de la muestra val-6

Anexo IV: Columnas estratigráficas de los materiales actuales

Localización de las columnas estratigráficas. Zona 1. La Azohía.



- 1- Azohía 1
- 2- Azohía 2
- 3- Azohía 3
- 4- Azohía 4
- 5- Azohía 5
- 6- Azohía 6

Fig. A4.-1. Localización de las columnas estratigráficas en la zona de La Azohía.

1. COLUMNA DE AZOHÍA 1

Hoja: 977 (Cartagena) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en el camino a unos 50 m del pozo.

Espesor total: 1,1 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED50, Huso 30.

X: 662174,62

Y: 4158102,06

- **Base:** Conglomerados oligomícticos, de cuarcita. Los cantos tienen un tamaño medio de 2 a 3 cm y son subredondeados. No presentan estructura diferenciada. No cementados.

- **1:** 23 cm de conglomerados clastosoportados, de cuarcita, cuarzo y fragmentos de roca metamórfica. Los cantos presentan un tamaño de 4 a 5 cm. Su forma es de subredondeada a angulosa. No se observa matriz. No presenta estructura visible. No cementados.

- **2:** 15 cm de conglomerados polimícticos, de cuarcita, cuarzo y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los cantos es de unos 2 cm y su forma es subredondeada. Son clastosoportados, aunque se observa escasa matriz de arena gruesa y microconglomerado. No se observan estructuras. No cementados.

- **3:** 20 cm de conglomerados clastosoportados, sin apenas matriz. Los cantos están compuestos de cuarcita, cuarzo y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño medio de los cantos es de 7 a 15 cm. El centil de este nivel es de 70 cm. Su forma es angulosa. Se puede observar imbricación de cantos. No cementados.

- **4:** 10 cm de arena de grano muy grueso a microconglomerado. Las arenas son litoarenitas de color ocre. No cementados. La estructura es masiva. No cementados.

- **5:** 10 cm de conglomerados clastosoportados, sin matriz, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de los cantos es de unos 3 cm. La forma es subangulosa a subredondeada. No se observan estructuras. No cementados.

- **6:** 7 cm de microconglomerados a conglomerados, clastosoportados, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de los conglomerados apenas llega a los 2 cm. La forma es subredondeada. La escasa matriz es de arena muy gruesa de la misma composición del conglomerado. No cementados.

- **7:** 20 cm de conglomerados matrizsoportados. Cantos de entre 2 y 4 cm, de cuarcita, cuarzo y fragmentos de roca metamórfica. La matriz es ocre, de arena muy gruesa a microconglomerado, de la misma composición que los cantos. La forma de los cantos es de subredondeada a subangulosa. A base aparece un lag de cantos angulosos de cuarcita, de entre 4 y 5 cm. El tramo varía de presentar granosección positiva a base a negativa hacia techo.

- **Techo:** Conglomerados clastosoportados, formando

una lámina sobre el nivel anterior. Los cantos son de cuarzo y cuarcita, subangulosos. En algunas zonas se observan arenas y limos de grano fino, con *ripples*, tapizando los conglomerados.

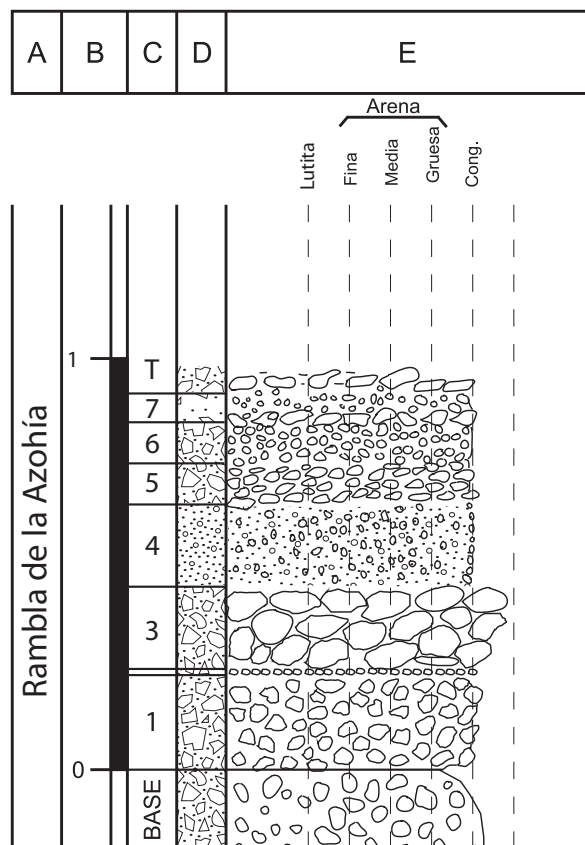


Fig.A4.-2. Columna Azohía 1

2-COLUMNA DE AZOHÍA 2

Hoja: 977 (Cartagena) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en el camino a unos 100 m de las últimas casas del pueblo.

Espesor total: 1,15 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 662279,19

Y: 4158173,06

- **Base:** Conglomerados matrizsoportados, de cantos de cuarcita y dolomita. Los cantos tienen un tamaño entre 2 y 3 cm. La matriz es marrón, de grano grueso, de cuarcita. La forma de los cantos es subredondeada. No cementadas. Sin estructuras.

- **1:** 35 cm compuestos por tres secuencias granodecrescentes de conglomerados clastosoportados, de cuarcita, dolomita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de grano varía de cantos de 4 a 5 cm a base de las secuencias hasta microconglomerado con arenas muy gruesas, a techo. La forma es subredondeada a subangulosa. Puede observarse un *lag* de cantos a base de las secuencias, con un tamaño de cantos de unos 4 cm. No cementadas. La geometría es tabular.

- **2:** 20 cm de conglomerados clastosoportados, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los cantos varía entre 8 y 15 cm. La forma es subredondeada. La geometría es lenticular de base cóncava y techo plano.

- **3:** 25 cm compuestos por dos secuencias granodecrescentes. La primera secuencia está compuesta por conglomerados clastosoportados, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de grano varía de 4 a 6 cm, de base a techo. La secuencia está compuesta por conglomerados de 4 cm a base a arenas de grano grueso, con cantos dispersos, a techo. Hacia el techo de esta secuencia aumenta el contenido en matriz.

- **4:** 35 cm de conglomerados clastosoportados, en una secuencia granodecrescente. Los conglomerados son de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los clastos varía de 7 cm a 3, de base a techo. En esta zona hay matriz arenosa, ocre, de grano grueso e incluso zonas lutíticas. La forma de los cantos es subangulosa. A base, aparece un *lag* de cantos de cuarcita, con cantos entre 15 y 20 cm. Pueden aparecer fragmentos de ladrillos y otros restos antrópicos.

- **Techo:** Lutitas grises, ocasionalmente con *ripples*, tapizando el tramo anterior.

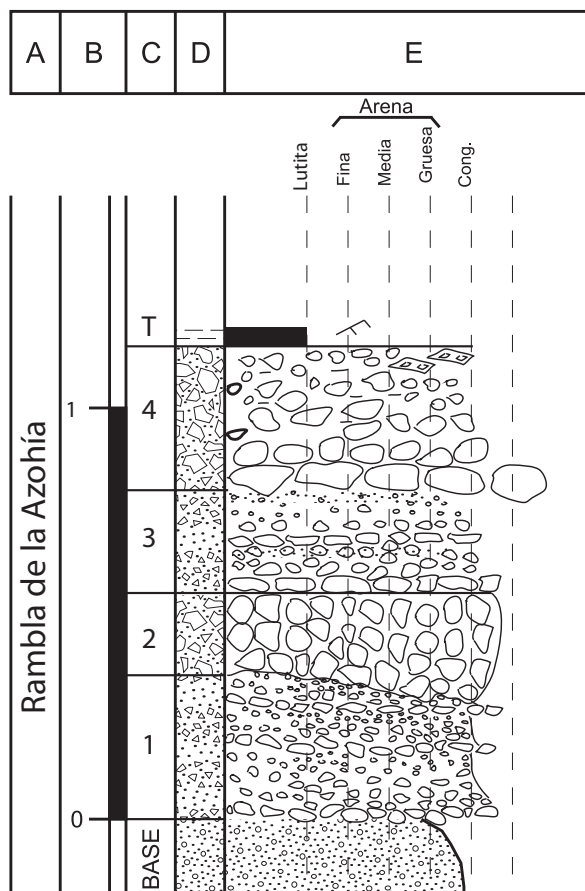


Fig.A4.-3. Columna Azohía 2

3-COLUMNA DE AZOHÍA 3

Hoja: 977 (Cartagena) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en el cruce entre el camino de la rambla y otro pequeño camino que conduce a una casa de tejado rojo.

Espesor total: 0,9 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 662471,52

Y: 4158406,63

- **Base:** Conglomerados clastosoportados, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Ocasionalmente se observan clastos compuestos por conglomerados. El tamaño medio de los clastos es de 20 cm. La forma de los granos es subredondeada. Sin estructura visible.

- **1:** 20 cm Conglomerados clastosoportados, de dolomita, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los cantos varía entre 5 y 15 cm. La forma es subredondeada. Se observa imbricación de cantos.

- **2:** 15 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados clastosoportados, de dolomita, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los clastos varía de 5 a 8 cm a base, hasta 2 cm a microconglomerado a techo. La forma de los cantos es subredondeada. Pueden aparecer zonas con escasa matriz. Se observa imbricación de cantos.

- **3:** 10 cm Conglomerados clastosoportados de cuarzo, dolomita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los clastos varía entre 6 y 10 cm. La forma es subredondeada a subangulosa. Se observa escasa imbricación y bioturbación.

- **4:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de dolomita, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los clastos varía de 2 cm a microconglomerado. La forma es angulosa a subangulosa. Imbricación de cantos.

- **5:** 20 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas. La base está compuesta por conglomerados clastosoportados, de cuarcita, fragmentos de roca metamórfica, azulejos, etc. El tamaño de los cantos es de unos 6 cm. La forma es angulosa. Presenta un *lag* de cantos y azulejos a base, de entre 6 y 10 cm. A techo aparecen microconglomerados hasta arenas de grano medio, con zonas lutíticas. Cantos y ladrillos dispersos.

- **Techo:** Arenas de grano fino grises. Ocasionalmente presentan *ripple*. Presentan fragmentos de cantos, ladrillos y azulejos.

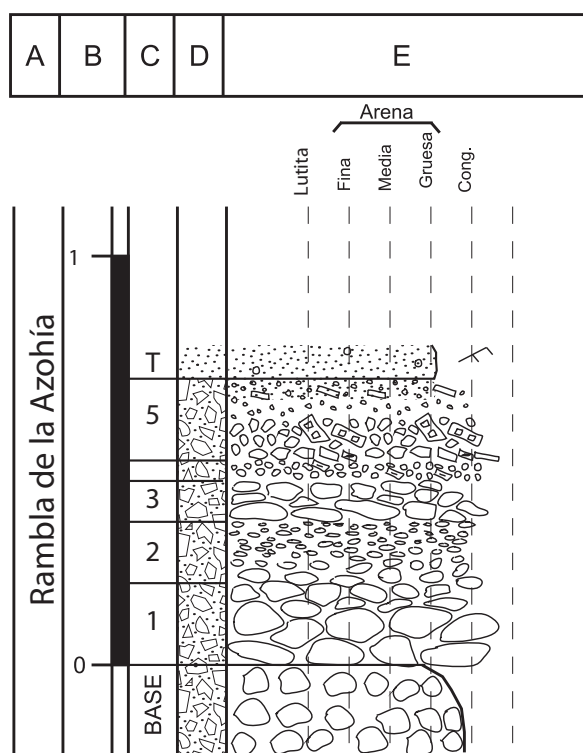


Fig.A4.-4. Columna Azohía 3

4-COLUMNA DE AZOHÍA 4

Hoja: 977 (Cartagena) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en un afloramiento en la parte derecha del camino en el comienzo del estrechamiento del abanico.

Espesor total: 1,2 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 662476,61

Y: 4158308,51

- **Base:** Conglomerados clastosoportados, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Se observan clastos compuestos por otros conglomerados. El tamaño medio de los clastos varía entre 5 y 12 cm. La forma de los granos es subredondeada. Sin estructura visible.

- **1:** 20 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita, fragmentos de roca metamórfica y otros conglomerados. El tamaño de los cantos decrece de base a techo, de 12 a 3 cm. La forma de los cantos es subredondeada. Presenta cierto contenido en matriz arenosa gruesa.

- **2:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas de grano fino. Los conglomerados son de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica, de entre 3 a 4 cm, con forma subredondeada. Las arenas presentan *ripples* y cantos dispersos. A base aparece un *lag* de cantos de cuarcita.

- **3:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas de grano fino. Los conglomerados son de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica, de entre 3 a 4 cm, con forma subredondeada. Las arenas presentan *ripples* y cantos dispersos. A base aparece un *lag* de cantos de cuarcita.

- **4:** 15 cm conglomerados clastosoportados, con zonas matrizsoportadas por arenas ocre, de grano medio. Los conglomerados están compuestos por cuarcita, dolomita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los cantos varía de 5 a 9 cm y la forma es subredondeada. Sin estructuras visibles.

- **5:** 15 cm conglomerados, en general, matrizsoportados por arenas ocre, de grano medio. Los conglomerados están compuestos por cuarcita, dolomita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño de los cantos varía de 4 a 7 cm y la forma es subredondeada. Sin estructuras visibles.

- **6:** 40 cm de conglomerados clastosoportados, por arenas de grano medio y fino. El tamaño medio de los cantos varía entre 4 y 8 cm. La forma es subangulosa a subredondeada. Se observan grandes bloques con un centil de hasta 70 cm. Estos bloques están compuestos por otros conglomerados anteriores, con cantos de dolomita y cuarcita.

- **Techo:** Arenas de grano fino grises. Ocasionalmente presentan *ripples* y fragmentos de cantos.

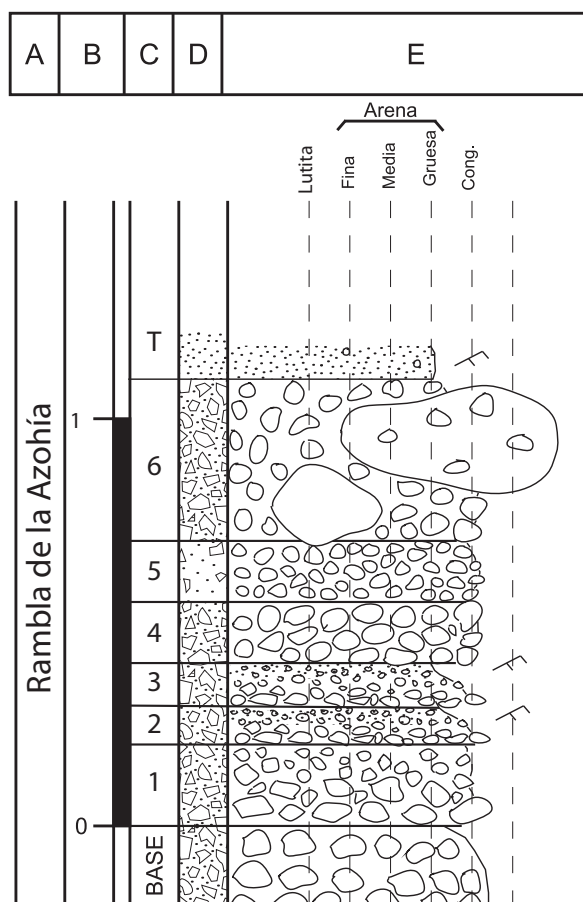


Fig.A4.-5. Columna Azohía 4

5-COLUMNA DE AZOHÍA 5

Hoja: 977 (Cartagena) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en el canal, en la zona de mayor estrechamiento entre Casas de Egea y el Cerro de los Siete.

Espesor total: 1,15 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 662673.19
Y: 4158709,33

- **Base:** Conglomerados clastosoportados, de cuarzo, cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. El tamaño medio de los clastos es de 2 cm. La forma de los granos es subredondeada. Aparecen zonas con matriz arenosa, ocre, de grano grueso. Sin estructura visible.
- **1:** 12 cm microconglomerados con escasa matriz de arena, ocre, gruesa. La forma de los clastos es subredondeada. Están compuestos por cuarcita, dolomita y rocas metamórficas.
- **2:** 15 cm conglomerados con escasa matriz ocre, arenosa, de grano grueso a medio. Los cantos tienen un tamaño entre 2 y 3 cm. El centil, a base del tramo, es de 5 cm. La forma de los cantos es subredondeada a subangulosa. Sin estructura visible.
- **3:** 10 cm Conglomerados clastosoportados, con escasa matriz arenosa, ocre, de grano grueso. El tamaño de los conglomerados varía entre 3 y 7 cm. La forma de los cantos es subredondeada a subangulosa. Sin estructura visible.
- **4:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas. Los conglomerados están compuestos por cuarcita y dolomita, con forma subredondeada, de unos 2 cm. Las arenas son ocres, de grano grueso, con la misma composición de los conglomerados. Sin estructura visible.
- **5:** 15 cm conglomerados clastosoportados, aunque hay zonas con escasa matriz de microconglomerado o arena gruesa. Los cantos están compuestos por cuarcita y dolomita, con forma subangulosa. El tamaño varía entre 3 y 15 cm. Sin estructura visible.
- **6:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas. Los conglomerados están compuestos por cuarcita y dolomita, con forma subredondeada, de unos 3 cm. Las arenas son ocres, de grano grueso, con la misma composición de los conglomerados. Sin estructura visible.
- **7:** 12 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a microconglomerados. Los conglomerados están compuestos por cuarcita y dolomita, de entre 2 y 4 cm. La forma varía de angulosa a redondeada, de base a techo. Los microconglomerados presentan la misma

composición que los conglomerados. Imbricación de cantos.

- **8:** 18 cm conglomerados con matriz arenosa, ocre, de grano grueso. Los cantos varían entre 3 y 5 cm. La forma es subangulosa.
- **Techo:** Conglomerados clastosoportados de cuarcita y lutitas grises, ocasionalmente con *ripples*, tapizando el tramo anterior. Los clastos tienen un tamaño de 3 cm y su forma es subangulosa.

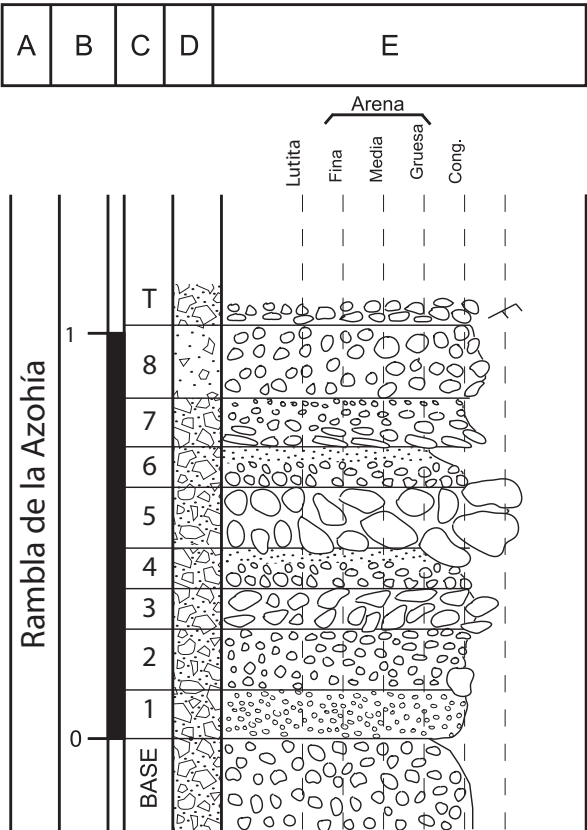


Fig.A4.-6. Columna Azohía 5

Localización de las columnas estratigráficas. Zona 2. Las Moreras.



- 1- Moreras 1
- 2- Moreras 2

Fig. A4.-8. Localización de las columnas estratigráficas en la zona de Las Moreras

7-COLUMNA DE MORERAS 1

Hoja: 976 (Mazarrón) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se localiza a la entrada del vertedero, junto a la depuradora de agua.

Espesor total: 4,0 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 650717,56

Y: 4160187,47

- **Base:** Areniscas ocre de grano medio. Se clasifican como sublitoarenitas. Restos fósiles de conchas. Cantos dispersos de cuarcita, de entre 1,5 y 2 cm. Sin estructura visible.

- **1:** 50 cm compuestos por cuatro secuencias granodecrecientes. La base está formada por areniscas ocre de grano grueso, con cantos dispersos de 2 cm, sobre todo a techo de estas areniscas. Las otras tres secuencias varían de conglomerados clastosoportados a microconglomerados y areniscas de grano grueso. El tamaño de los clastos es de 2 cm. Presentan laminación horizontal e imbricación de cantos. Muestra M1.

- **2:** 10 cm Conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. Los cantos tienen un tamaño de 5 cm y son subredondeados.

- **3:** 25 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita, cuarzo y rocas metamórficas. El tamaño varía de 3 a 15 cm y la forma es subangulosa a subredondeada. La base del tramo es erosiva.

- **4:** 37 cm de una secuencia granodecreciente desde conglomerados a arenas. Los conglomerados son clastosoportados, con cierta matriz hacia techo, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos varía de 2 a 4 cm y su forma es subredondeada. Las arenas con sublitoarenitas de grano grueso.

- **5:** 10 cm Conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. Los cantos tienen un tamaño de 5 cm y son subredondeados.

- **6:** 35 cm compuestos por cinco secuencias granodecrecientes, de conglomerados a arenas. Los niveles de conglomerados disminuyen de las secuencias de base a las de techo. Los conglomerados son clastosoportados, de 2 a 3 cm, subredondeados. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso a medio. Presenta estratificación cruzada planar.

- **7:** 60 cm de una secuencia granodecreciente de conglomerados a areniscas. Los conglomerados son clastosoportados, con cierta matriz hacia techo, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos varía de 2 a 8 cm y su forma es subredondeada. Las arenas con sublitoarenitas de grano grueso. La base es erosiva. Presenta cierta laminación horizontal.

- **8:** 20 cm de areniscas de grano medio a grueso. Son sublitoarenitas con laminación paralela. Pueden formar parte de otros niveles en forma de clastos.

- **9:** 60 cm compuestos por tres secuencias granodecrecientes de conglomerados a arenas. Los conglomerados son clastosoportados, con cierta matriz hacia techo, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos varía de 3 a 5 cm y su forma es subredondeada. Las arenas con sublitoarenitas de grano grueso. Imbricación de cantos y cantos dispersos. A techo presenta un cuarto tramo de conglomerados clastosoportados, de la misma composición que los anteriores, de unos 8 cm, subredondeados. Presenta ase erosiva.

- **10:** 40 cm compuestos por tres secuencias granodecrecientes de arenas ocre, de grano grueso a medio. Son sublitoarenitas. Presenta base irregular y cantos dispersos de entre 1 y 2 cm.

- **11:** 50 cm arenas ocre, de grano grueso a medio. Son sublitoarenitas. Presenta cantos dispersos de entre 1 y 6 cm. Masivas.

- **Techo:** Conglomerados clastosoportados, formando una lámina sobre el nivel anterior. Los cantos son de cuarzo y cuarcita, subangulosos.

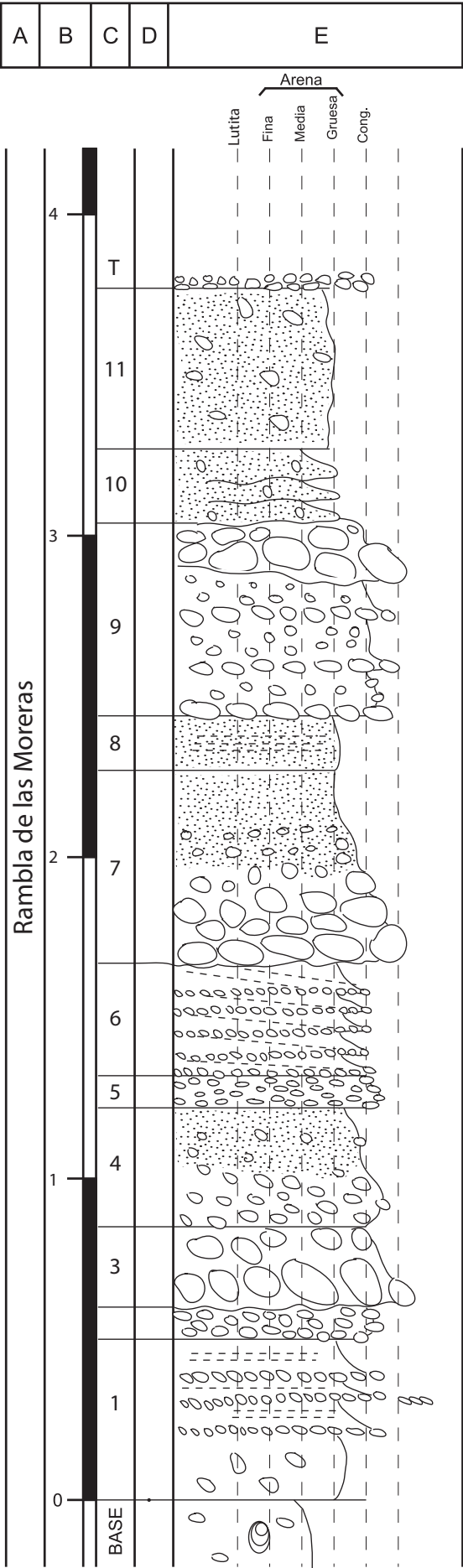


Fig.A4.-9. Columna Moreras 1

8-COLUMNA DE MORERAS 2

Hoja: 976 (Mazarrón) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se localiza en el canal, junto al camino de salida de la depuradora y la confluencia con un canal secundario desde el este.

Espesor total: 3,1 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 650154,3

Y: 4160781,73

- **Base:** Areniscas ocre de grano medio a grueso con abundantes cantos dispersos de unos dos cm, de cuarcita. Se clasifican como sublitoarenitas. Coluviales.
- **1:** 30 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Presenta granoselección positiva. El tamaño de grano varía de 2 a 8 cm. La forma es subredondeada. Se observa laminación paralela. Base cóncava.
- **2:** 20 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Presenta granoselección positiva. El tamaño de grano varía de 2 a 6 cm. La forma es subredondeada. Se observa laminación paralela y estratificación cruzada planar. Base irregular.
- **3:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Presenta granoselección positiva. El tamaño de grano varía de 2 a 5 cm. La forma es subredondeada. Se observa laminación paralela. Base irregular. Laminación paralela.
- **4:** 15 cm conglomerados matrizsoportados por arenas ocre, de grano medio. Los cantos tienen un tamaño entre 2 y 3 cm y la forma es subredondeada. Presenta base erosiva.
- **5:** 220 cm Arenas amarillas de grano medio grueso. Se clasifican como sublitoarenitas. Presentan abundantes cantos dispersos de cuarcita de 2 a 3 cm. A base del tramo aparecen lentejones de conglomerados de cuarcita clastosoportados. Restos fósiles.
- **Techo:** Arenas de grano fino y lutitas ocre, tapizando el tramo anterior.

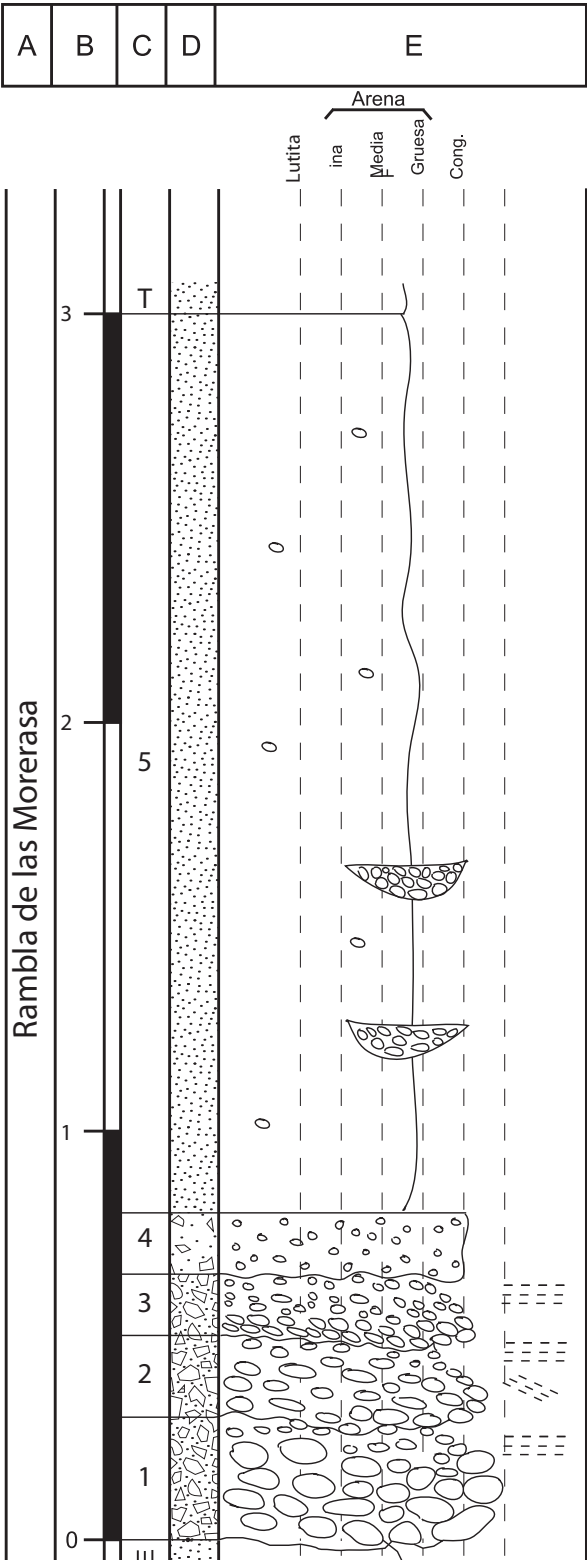
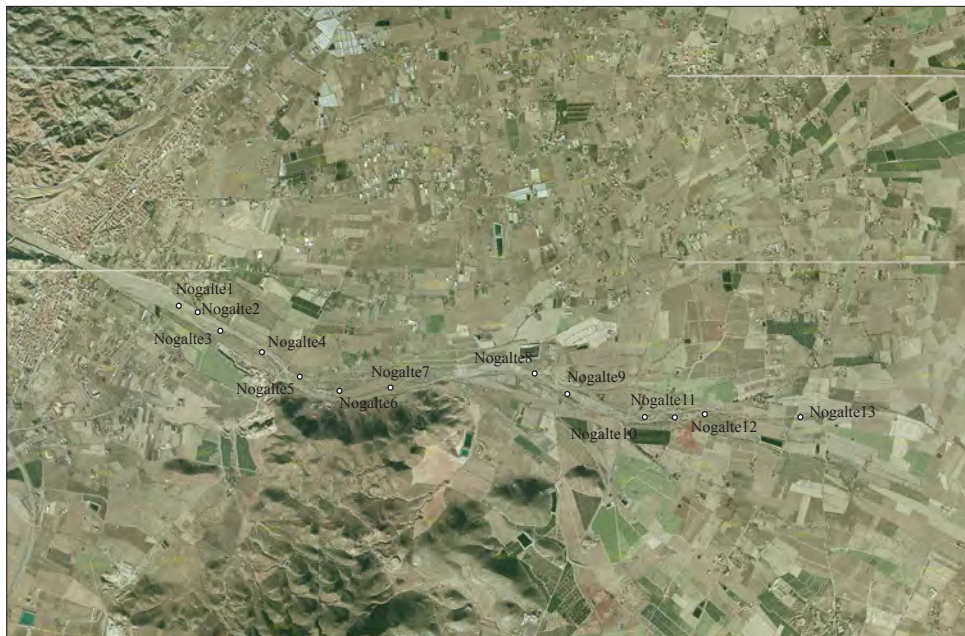


Fig.A4.-10. Columna Moreras 2

Localización de las columnas estratigráficas. Zona 3. Nogalte.



- 1- Nogalte 1
- 2- Nogalte 2
- 3- Nogalte 3
- 4- Nogalte 4
- 5- Nogalte 5
- 6- Nogalte 6
- 7- Nogalte 7
- 8- Nogalte 8
- 9- Nogalte 9
- 10- Nogalte 10
- 11- Nogalte 11
- 12- Nogalte 12
- 13- Nogalte 13

Fig. A4.-11. Localización de las columnas estratigráficas en la zona de Nogalte.

9-COLUMNA DE NOGALTE 1

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000
Localización: Se encuentra en la rambla, en la zona de Las Labores.
Espesor total: 1,5 m.
Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.
Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 606264,60
Y: 4157502,712

- **Base:** Microconglomerados a areniscas de grano grueso, de cuarcita y fragmentos metamórficos. Estratificación cruzada planar.
- **1:** 8 cm microconglomerados de cuarcita y gneiss con gran cantidad de sublitoarenitas de grano grueso, de color gris oscuro. Presenta cantos dispersos de entre 2 y 4 cm. Pueden observarse cantos de gran tamaño de hasta 20 cm. Estratificación cruzada planar y cantos imbricados.
- **2:** 2 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Los clastos son angulosos y no superan los 3 cm.
- **3:** 8 cm de conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Los cantos varían entre 5 y 9 cm, con un centil de 15. La forma es subredondeada. Presenta base irregular.
- **4:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Los cantos varían entre 3 y 5 cm. La forma es subangulosa.
- **5:** 10 cm microconglomerados, de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Presenta estratificación cruzada planar. Algunos cantos dispersos de cuarcita, de hasta 2 cm. Base irregular y geometría lenticular.
- **6:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente desde conglomerados a arenas. Los conglomerados son clastosoportados, de cuarcita y gneiss, de unos 3 cm y forma angulosa. Las arenas son sublitoarenitas negras, de grano grueso, con cantos dispersos de cuarcita. Laminación paralela.
- **7:** 15 cm microconglomerados y arenas de grano grueso. Las arenas son sublitoarenitas, negras. Abundantes cantos dispersos de cuarcita, de unos 2 cm. Estratificación cruzada planar.
- **8:** 15 cm compuestos por una secuencia granodecreciente desde conglomerados a arenas. Los conglomerados son clastosoportados, de cuarcita y gneiss, de unos 3 cm y forma subangulosa. Las arenas son sublitoarenitas negras, de grano grueso, con cantos dispersos de cuarcita. Laminación paralela.
- **9:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente desde conglomerados a arenas. Los conglomerados forman un lag a base del tramo. Son clastosoportados, de cuarcita y gneiss, de unos 2 cm y forma subangulosa. Las arenas son sublitoarenitas negras, de grano grueso, con cantos dispersos de

- cuarcita. Estratificación cruzada planar.
- **10:** 15 cm compuestos por una secuencia granodecreciente desde conglomerados a arenas. Los conglomerados forman un lag a base del tramo. Son clastosoportados, de cuarcita y gneiss, de unos 2 cm y forma subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas negras, de grano grueso, con cantos dispersos de cuarcita. Estratificación cruzada planar.
- **11:** 15 cm conglomerados clastosoportados de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano varía entre 5 y 10 cm. Son angulosos a subangulosos. Presentan base irregular.
- **12:** 10 cm arenas marrones, de grano grueso. Se clasifican como sublitoarenitas. Tienen abundantes cantos dispersos, que no superan los 2 cm. Aparentemente, son masivas.
- **Techo:** Arenas ocre, de grano medio.

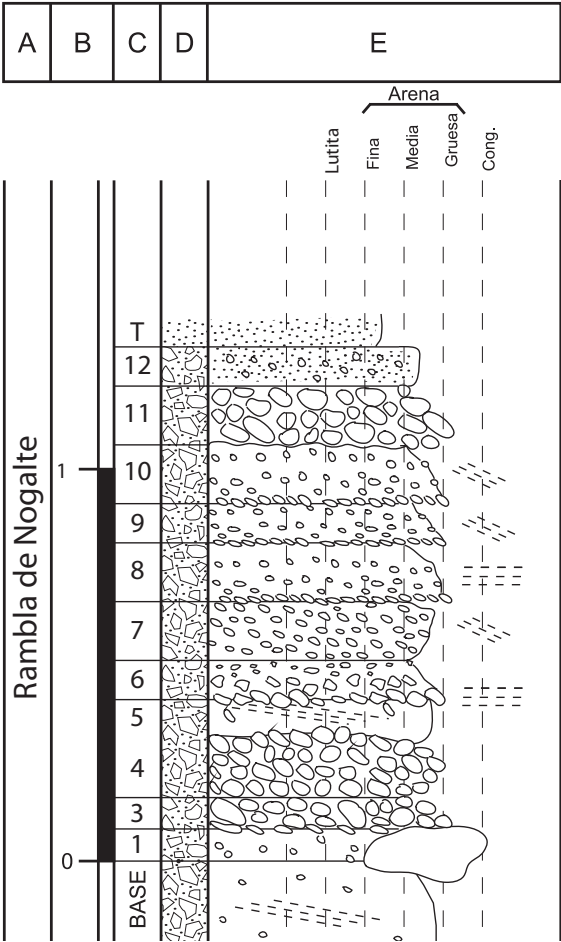


Fig.A4.-12 Columna Nogalte 1

10-COLUMNA DE NOGALTE 2

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000
Localización: Se localiza dentro de la rambla, al E de la zona conocida como Las Labores.
Espesor total: 0,9 m.
Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.
Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 606492,59
Y: 4157371,59

- **Base:** Microconglomerados a areniscas de grano grueso, de cuarcita y fragmentos metamórficos. Estratificación cruzada planar.
- **1:** 10 cm conglomerados de cuarcita y gneiss con gran cantidad de matriz, compuesta por sublitoarenitas de grano grueso, de color gris oscuro. Los cantos varían entre 3 y 5 cm y su forma es subredondeada.
- **2:** 6 cm conglomerados de cuarcita y gneiss, matrizsoportados. Los cantos varían entre 2 y 4 cm y su forma es subredondeada. La matriz está compuesta por sublitoarenitas de grano grueso, de color gris oscuro.
- **3:** 4 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos no supera los 4 cm y suelen ser angulosos. Estructura masiva.
- **4:** 10 cm conglomerados y microconglomerados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. La forma de los cantos es subredondeada y no superan los 2,5 cm. Se observa laminación paralela a base y estratificación cruzada planar a techo.
- **5:** 7 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos no supera los 6 cm y son angulosos. Abundante imbricación de cantos.
- **6:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos varía entre 3 y 5 cm. La forma es subangulosa a subredondeada. Estructura masiva.
- **7:** 12 cm conglomerados matrizsoportados, por arenas negras, de grano grueso. Los conglomerados no superan los 5 cm y su forma es subangulosa.
- **8:** 5 cm conglomerados clastosoportados, con cantos entre 2 y 3 cm. La forma de los cantos es subredondeada. Presenta base cóncava y geometría lenticular.
- **9:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. La forma de los cantos es subredondeada y no superan los 3 cm. Se distinguen zonas con matriz arenosa gruesa. Se observa estratificación cruzada planar a techo.
- **10:** 4 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Los cantos son angulosos, de no más de 3 cm. Se observa imbricación de cantos y estratificación cruzada planar.
- **11:** 6 cm conglomerados de cuarcita y gneiss, matrizsoportados. Los cantos varían entre 2 y 3 cm y su

forma es subredondeada. La matriz está compuesta por sublitoarenitas de grano grueso, de color gris oscuro.
- **Techo:** conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de los cantos no supera los 6 cm y suelen ser angulosos. Estructura masiva.

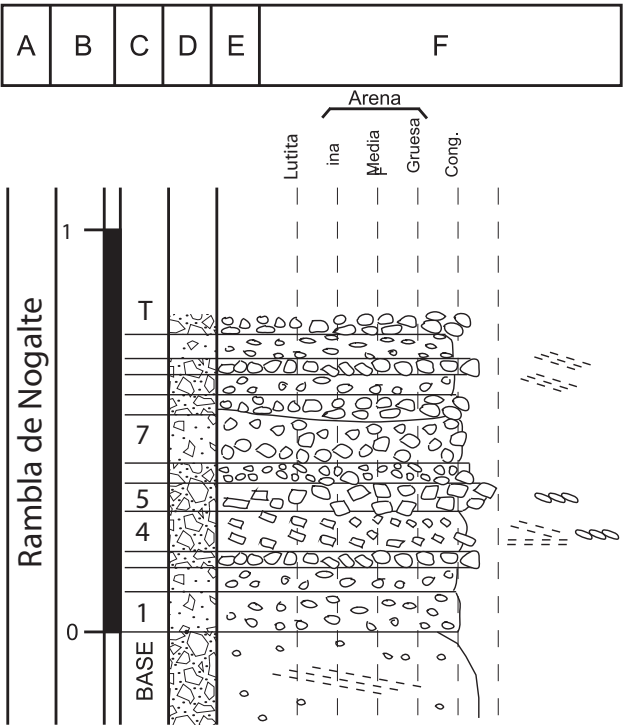


Fig.A4.-13 Columna Nogalte 2

Y: 4157290,30

- An.243

12-COLUMNA DE NOGALTE 4

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra dentro del canal, en la zona denominada Los Olmos.

Espesor total: 0,8 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 607176,58

Y: 4157014,95

- **Base:** Microconglomerados a areniscas de grano grueso, de cuarcita y fragmentos metamórficos.
- **1:** 23 cm Microconglomerados a sublitoarenitas de grano grueso, de cuarcita y fragmentos metamórficos. Presenta cantos subangulosos de cuarcita, de hasta 4 cm, dispersos.
- **2:** 7 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos de rocas metamórficas. El tamaño de grano varía entre 4 y 7 cm, aunque son las comunes los de 4 cm. La forma es de angulosa a subangulosa. Presenta escasa imbricación de cantos.
- **3:** 16 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de grano no supera los 3 cm. Suelen ser subangulosos y presentar imbricación.
- **4:** 4 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos puede alcanzar los 5 cm. La forma es angulosa. Estratificación cruzada planar e imbricación de cantos.
- **5:** 10 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Presentan estructura masiva. Los cantos pueden presentar un tamaño entre 3 y 7 cm, de forma subredondeada a subangulosa.
- **6:** 7 cm Microconglomerados oscuros, con abundantes cantos de cuarcita, dispersos, de hasta 2 cm, subredondeados.
- **7:** 3 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos metamórficos. El tamaño de grano no supera los 3 cm. Suelen ser subangulosos y presentar escasa imbricación.
- **Techo:** Areniscas marrones, de grano grueso. Cantos dispersos de unos 3 cm.

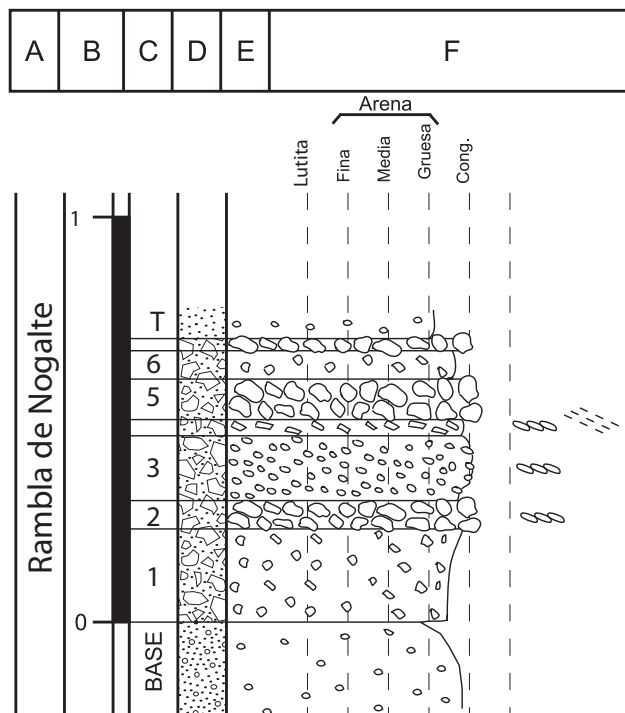


Fig.A4.-15 Columna Nogalte 4

13-COLUMNA DE NOGALTE 5

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en el canal, pasada la carretera, frente a la loma del Pistón.

Espesor total: 0,6 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 607506,78

Y: 4156726,49

- **Base:** Microconglomerados a areniscas de grano grueso, de cuarcita y fragmentos metamórficos.
- **1:** 11 cm microconglomerados de cuarcita y gneiss con gran cantidad de sublitoarenitas de grano grueso, de color ocre. Presenta cantos dispersos de entre 3 y 6 cm. Pueden observarse cantos de gran tamaño de hasta 20 cm. Cantos imbricados.
- **2:** 7 cm conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 4 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso. Cantos imbricados y estratificación cruzada planar.
- **3:** 2 cm conglomerados clastosoportados, de cantos de cuarcita y gneiss. Los cantos no superan los 3 cm y son angulosos. Imbricación de cantos.
- **4:** 10 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos varía de 2 a 3 cm. Su forma es subredondeada. Pueden observarse zonas con imbricación de cantos.
- **5:** 10 cm microconglomerados de cuarcita y rocas metamórficas. Se pueden encontrar cantos dispersos de hasta 2,5 cm de cuarcita. Estratificación cruzada planar difusa.
- **6:** 7 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es pequeño, casi no superan los 2 cm. Localmente se observan cantos de mayor tamaño (3 cm), subredondeados. Presenta un *lag* de cantos a base.
- **7:** 8 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano varía entre 3 y 7 cm. Su forma es subangulosa a subredondeada. Presenta estructura masiva.
- **Techo:** Arenas marrones de grano medio, con huellas de procesos edáficos. Se clasifican como sublitoarenitas.

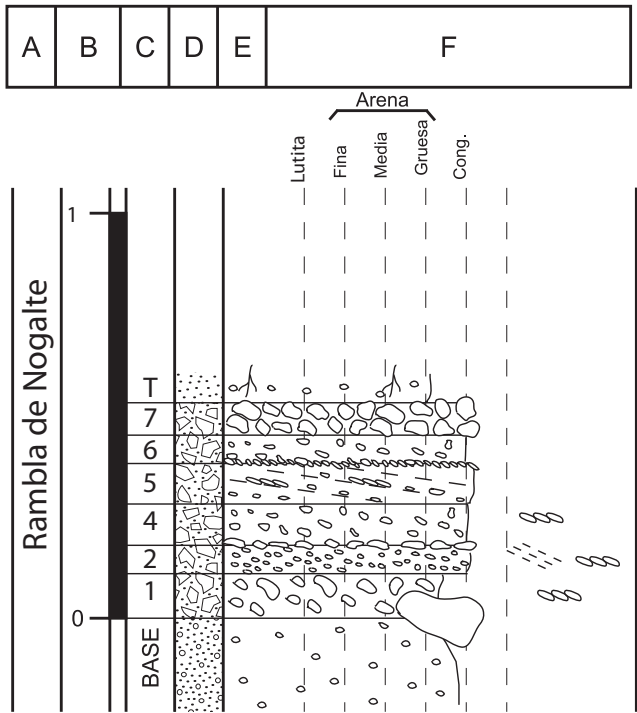


Fig.A4.-16. Columna Nogalte 5

14-COLUMNA DE NOGALTE 6

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en el canal, frente al Cortijo de Mundejo.

Espesor total: 0,4 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 607923,471

Y: 4156603,24

- **Base:** Microconglomerados a areniscas de grano grueso, de cuarcita y fragmentos metamórficos. Estratificación cruzada planar.

- **1:** 10 cm conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 4 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso. Cantos imbricados y estratificación cruzada planar.

- **Techo:** conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano varía entre 5 y 9 cm. Su forma es subangulosa a subredondeada. Presenta estructura masiva.

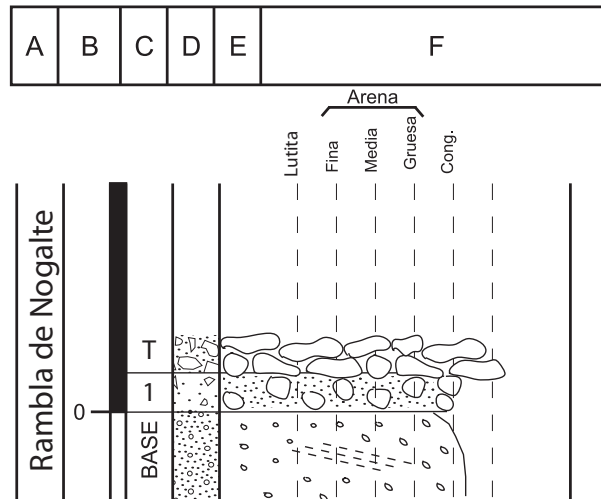


Fig.A4.-17. Columna Nogalte 6

15-COLUMNA DE NOGALTE 7

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en la rambla, frente al Cortijo del Tío Miguel.

Espesor total: 0,95 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 608426,63

Y: 4156595,37

- **Base:** conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 3 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.

- **1:** 14 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. El tamaño de los cantos tiene una media de 4 cm. Algunas zonas tienen cantos de menos tamaño y no superan los 3 cm. La forma de los cantos es subredondeada. Estructura masiva.

- **2:** 12 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Los cantos no superan los 4 cm. La forma es subredondeada. A base del tramo hay una acumulación de cantos que forma un pequeño *lag*.

- **3:** 20 cm arenas de grano grueso y microconglomerados. Las arenas se clasifican como sublitoarenitas, de grano grueso, gris oscuro. Presentan base erosiva con un *lag* de cantos, de unos 3 cm. Laminación horizontal.

- **4:** 30 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. El tamaño de grano es muy heterométrico, de 2 a 15 cm. La media se sitúa en unos 4 cm. La forma de los cantos varía de subredondeada, para los cantos más pequeños, a angulosa, para los mayores. Localmente, se distingue imbricación de cantos.

- **Techo:** Conglomerados clastosoportados, formando una lámina sobre el nivel anterior. Los cantos son de cuarzo y cuarcita, subangulosos, de hasta 5cm. Su centil es 10 cm.

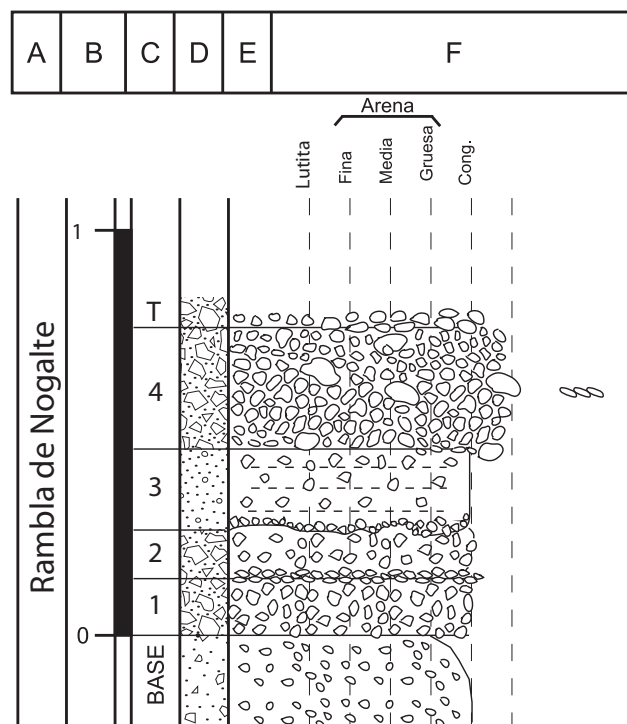


Fig.A4.-18. Columna Nogalte 7

16-COLUMNA DE NOGALTE 8

Hoja: 975 (Puerto Lumberras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra en la rambla, entre el Cortijo del Tío Miguel y el de Chané.

Espesor total: 1,5 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 610106,46

Y: 4156639,95

- **Base:** conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 2 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.

- **1:** 30 cm arenas marrones a microconglomerados. Las arenas son litoarenitas de grano grueso. Abundan los cantos dispersos de cuarcita, de no más de 3 cm. Laminación horizontal, sobre todo a techo.

- **2:** 15 cm compuestos de una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas. Los conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos son subangulosos a subredondeados, de hasta 2 cm. Las arenas son sublitoarenitas, marrones, de grano grueso. Presentan abundantes cantos dispersos, subredondeados, de hasta 2,5 cm.

- **3:** 12 cm compuestos de una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas. Los conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos son subangulosos a subredondeados, de hasta 2,5 cm. Las arenas son sublitoarenitas, marrones, de grano grueso. Presentan abundantes cantos dispersos, subangulosos, de hasta 4 cm.

- **4:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos tienen un tamaño medio de 3 cm y su centil es de 4,5 m. La forma es subangulosa. Escasa imbricación de cantos.

- **5:** 25 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas de grano grueso. Los conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos son subredondeados, de hasta 3 cm. Las arenas son sublitoarenitas, marrones, de grano grueso. Presentan abundantes cantos dispersos, subangulosos, de hasta 2 cm. Laminación horizontal.

- **6:** 8 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos tienen un tamaño medio de 4 cm. La forma es subredondeada. Escasa imbricación de cantos y laminación paralela.

- **7:** 12 cm microconglomerados de cuarcita y gneiss. Los cantos no superan los 2 cm y su forma es subredondeada. Laminación paralela y cantos dispersos, subredondeados, de hasta 2,5 cm.

- **8:** 10 cm arenas. Son sublitoarenitas, marrones, de grano grueso. Presentan abundantes cantos dispersos, subangulosos, de hasta 2 cm. Laminación horizontal.

Lag de cantos a base, con cantos subredondeados de hasta 2 cm.

- **9:** 10 cm compuestos por una secuencia granodecreciente de conglomerados a arenas de grano grueso. Los conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos son subredondeados, de hasta 2 cm. Las arenas son sublitoarenitas, marrones, de grano grueso. Presentan abundantes cantos dispersos, subangulosos, de hasta 2 cm. Laminación horizontal.

- **10:** 10 cm arenas. Son sublitoarenitas, marrones, de grano grueso. Presentan abundantes cantos dispersos, subangulosos, de hasta 2 cm. Estratificación cruzada planar. Lag de cantos a base, con cantos subredondeados de hasta 2,5 cm.

- **Techo:** conglomerados clastosoportados, formando una lámina sobre el nivel anterior. Los cantos son de cuarzo y cuarcita, subangulosos, heterométricos de hasta 5cm. Su centil es 8 cm.

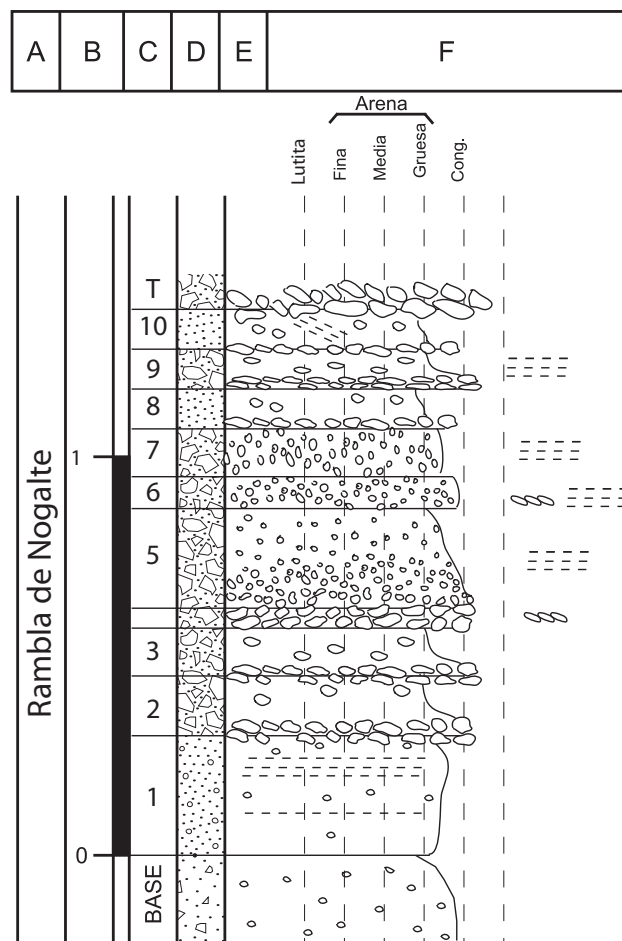


Fig.A4.-19. Columna Nogalte 8

17-COLUMNA DE NOGALTE 9

cuarzo y cuarcita, subangulosos, heterométricos de hasta 3cm. Su centil es 5 cm.

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000
Localización: Se encuentra en la rambla, frente al Cortijo Chané.
Espesor total: 1,05 m.
Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.
Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 610331,84
Y: 4156500,97

- **Base:** conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 2 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.
- **1:** 10 cm conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 2 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.
- **2:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss, con escasa matriz arenosa. Los cantos son subangulosos, de no más de 2 ,5 cm. Laminación paralela.
- **3:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Los cantos son muy homométricos, de unos 2 cm, subredondeados. Localmente se observan cantos angulosos, de un tamaño superior, 3 a 4 cm. Laminación paralela y estratificación cruzada planar.
- **4:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Los cantos son heterométrico, entre 3 y 5 cm, subangulosos. Presentan estructura masiva.
- **5:** 6 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 3 cm la forma es subangulosa. Se observa imbricación de cantos.
- **6:** 18 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss, con escasa matriz arenosa. Los cantos son subangulosos, de no más de 2 ,5 cm. Laminación paralela. Siguiendo esta estructura se encuentran lag de cantos de no más de 1,5 cm, formando límites de reactivación.
- **7:** 5 cm conglomerados con escasa matriz arenosa de grano grueso. Los conglomerados son de cuarcita y gneiss y no superan los 2,5 cm. Las arenas son sublitoarenitas marrones. Estratificación cruzada planar difusa.
- **8:** 5 cm conglomerados clastosoportados, masivos, de cuarcita y gneiss, con escasa matriz arenosa. Los cantos son subangulosos, de no más de 3 cm.
- **9:** 5 cm conglomerados con escasa matriz arenosa de grano grueso. Los conglomerados son de cuarcita y gneiss y no superan los 2,5 cm. Las arenas son sublitoarenitas marrones. Estratificación cruzada difusa.
- **Techo:** conglomerados clastosoportados, formando una lámina sobre el nivel anterior. Los cantos son de

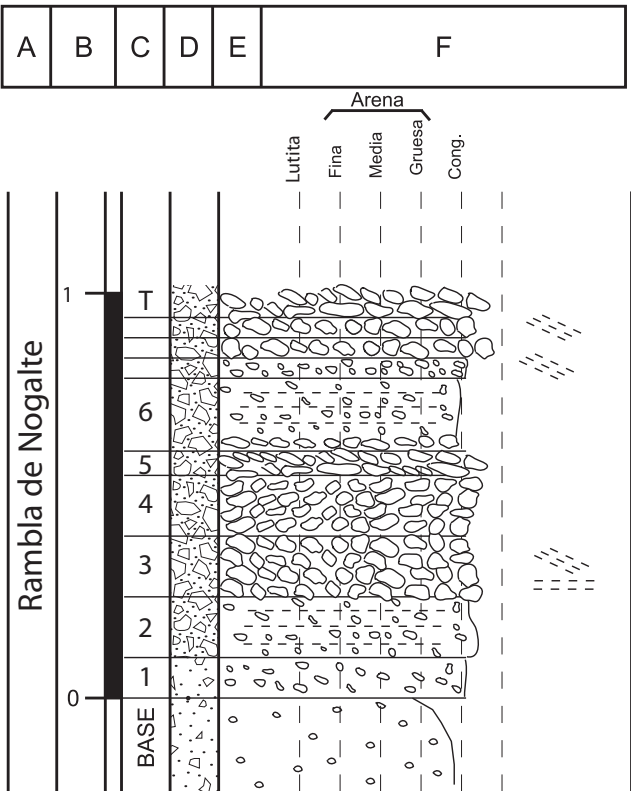


Fig.A4.-20. Columna Nogalte 9

18-COLUMNA DE NOGALTE 10

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra pasada la vía del tren, en el camino de la derecha.

Espesor total: 1,4 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 611089,21
Y: 4156257,09

- **9:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño medio de los granos es de 6 cm, con un centil de 10 cm. La forma es subangulosa. Presenta imbricación de cantos siguiendo la estratificación cruzada planar.

- **Techo:** Arenas marrones de grano medio, con huellas de procesos edáficos. Se clasifican como sublitoarenitas.

- **Base:** conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 2 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.

- **1:** 20 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. Los cantos son muy homométricos, de unos 2 cm, subredondeados. Laminación paralela.

- **2:** 10 cm conglomerados clastosoportados, con escasa matriz de arena gruesa. Los cantos están compuestos por cuarzo y fragmentos metamórficos, subredondeados, cuyo tamaño no sobrepasa los 2,5 cm. A base del tramo, se observa un *lag* de cantos de cuarcita, de tamaño centimétrico.

- **3:** 17 cm conglomerados clastosoportados, con escasa matriz de arena gruesa. Los cantos están compuestos por cuarzo y fragmentos metamórficos, subredondeados, cuyo tamaño no sobrepasa los 3 cm. A base del tramo, se observa un *lag* de cantos de cuarcita. Estos cantos tienen un tamaño entre 3 y 4 cm.

- **4:** 6 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño medio de los cantos es de 4 cm y su forma es subangulosa. Imbricación de cantos. Hacia techo el tamaño de grano decrece hasta microconglomerado.

- **5:** 14 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño medio de los granos es de 6 cm y la forma es angulosa a subangulosa. Presenta estratificación cruzada de surco. La base es cóncava.

- **6:** 13 cm conglomerados clastosoportados, con escasa matriz de arena gruesa. Los cantos están compuestos por cuarzo y fragmentos metamórficos, subredondeados, cuyo tamaño no sobrepasa los 4 cm. Los cantos de la base del tramo son unos milímetros mayores que en el resto. Estratificación cruzada planar e imbricación de cantos.

- **7:** 12 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño medio de los granos es de 5 cm y la forma es subangulosa. Es un tramo aparentemente masivo. La base es irregular.

- **8:** 20 cm conglomerados clastosoportados, con escasa matriz de arena gruesa. Los cantos están compuestos por cuarzo y fragmentos metamórficos, subredondeados, cuyo tamaño no sobrepasa los 4 cm. En la base se observa un *lag* de cantos de cuarcita, angulosos, imbricados. Estratificación cruzada planar.

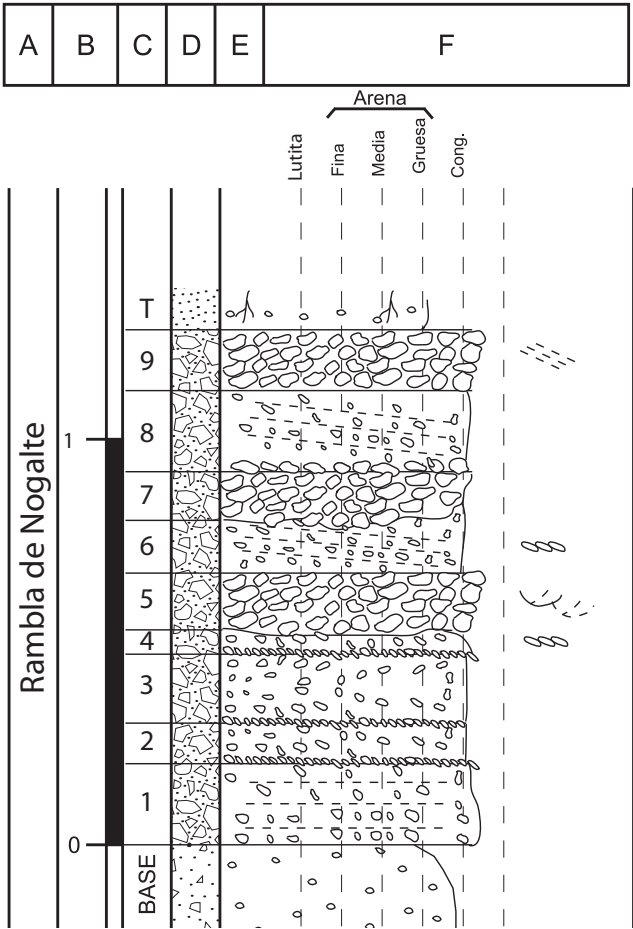


Fig.A4.-21. Columna Nogalte 10

19-COLUMNA DE NOGALTE 11

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000
Localización: Se encuentra pasada la vía del tren, en el camino de la derecha, a unos 50 m de la columna anterior.
Espesor total: 2,15 m.
Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.
Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 611471,82
Y: 4156283,31

- **Base:** conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 2 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.

- **1:** 30 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. El tamaño medio de grano es 3 cm y la forma es subredondeada. La estructura es aparentemente masiva.

- **2:** 35 cm compuestos por tres secuencias granodecipientes de conglomerados a microconglomerados, de cuarcita y gneiss. La gran mayoría de los cantos están imbricados. Los microconglomerados presentan estratificación cruzada planar.

- **3:** 15 cm conglomerados, clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano es de unos 3-4 cm. La forma de los cantos es subredondeada. Presenta base cóncava y techo plano.

- **4:** 25 cm compuestos por tres secuencias granodecipientes de conglomerados a microconglomerados, de cuarcita y gneiss. La gran mayoría de los cantos están imbricados. Los microconglomerados presentan estratificación cruzada planar.

- **5:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Presenta gran selección positiva, desde conglomerados de 5 cm a conglomerados de 3 centímetros. La forma es subredondeada. Estratificación cruzada planar.

- **6:** 20 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Presenta gran selección positiva, desde conglomerados de 3 cm a conglomerados de 2 centímetros. La forma es subredondeada. Laminación paralela difusa.

- **7:** 15 cm, conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano es de unos 4-8 cm. La forma de los cantos es subredondeada a subangulosa. Presenta base cóncava y techo plano.

- **8:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano es de unos 2-4 cm. La forma de los cantos es subredondeada. Laminación paralela.

- **9:** 20 cm conglomerados clastosoporados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano es muy heterométrico, desde conglomerados de unos 3 cm a microconglomerados. La forma de los cantos es subredondeada. Laminación

paralela y estratificación cruzada planar, a techo.

- **10:** 12 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano es de unos 2-4 cm. La forma de los cantos es subredondeada. Laminación paralela.

- **11:** 10 cm conglomerados clastosoporados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de grano es muy heterométrico, desde conglomerados de unos 2 cm a microconglomerados. La forma de los cantos es subredondeada. Laminación paralela, a techo.

- **Techo:** Microconglomerados a conglomerados de cuarcita y gneiss.

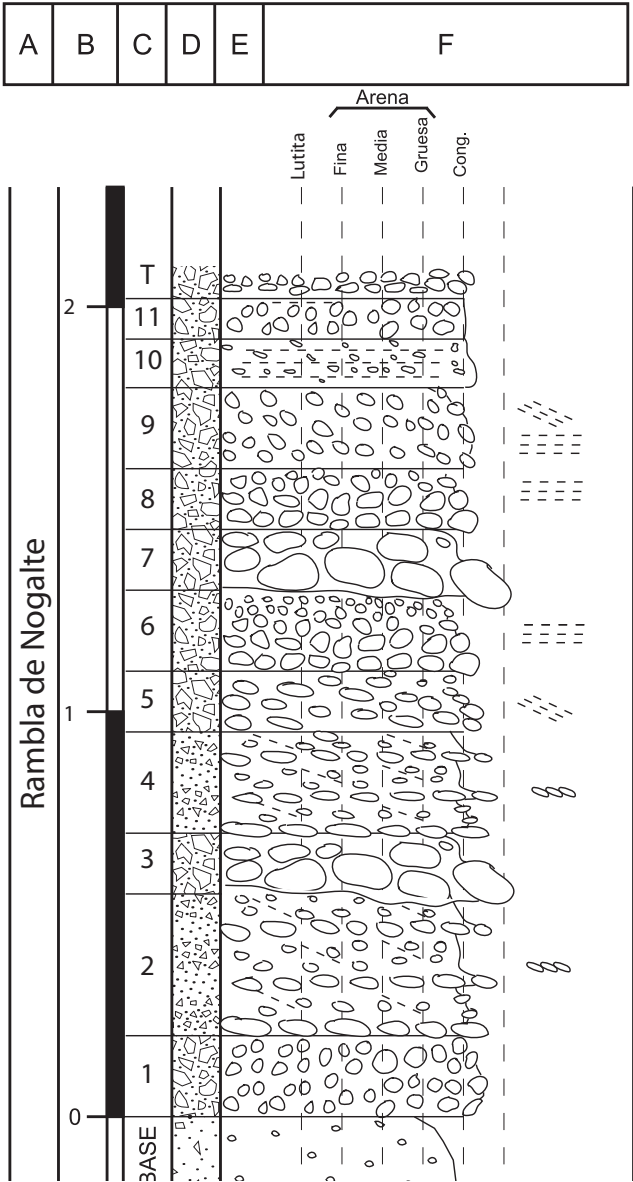


Fig.A4.-22. Columna Nogalte 11

20-COLUMNA DE NOGALTE 12

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000

Localización: Se encuentra entre la vía del tren y la carretera a 100 m de la columna anterior.

Espesor total: 1,6 m.

Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.

Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.

X: 611864,92

Y: 4156296,42

- **Base:** conglomerados matrizsoportados, por arenas de y microconglomerados. Los cantos son subredondeados y no superan los 2 cm. Su forma es subredondeada. Las arenas son sublitoarenitas de grano grueso.

- **1:** 13 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 3 cm y la forma es subangulosa a subredondeada. Laminación paralela difusa.

- **2:** 7 cm conglomerados a microconglomerados, de cuarcita y gneiss. La forma de grano es subredondeada. Laminación paralela e imbricación de cantos.

- **3:** 12 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 4 cm y la forma es subangulosa a subredondeada. Laminación paralela difusa.

- **4:** 15 cm arenas ocreas, de grano grueso, de cuarzo y cuarcita. Abundantes cantos dispersos, de hasta 1,5 cm. Laminación paralela difusa.

- **5:** 10 cm conglomerados a microconglomerados, de cuarcita y gneiss. La forma de grano es subredondeada. Laminación paralela e imbricación de cantos.

- **6:** 15 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 5 cm y la forma es subangulosa. Laminación paralela difusa, con base cóncava.

- **7:** 10 cm conglomerados a microconglomerados, de cuarcita y gneiss. La forma de grano es subredondeada. Laminación paralela e imbricación de cantos.

- **8:** 8 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 2 cm y la forma es subangulosa. Laminación paralela.

- **9:** 8 cm arenas ocreas, de grano grueso, de cuarzo y cuarcita a micro conglomerados. Abundantes cantos dispersos, de hasta 1,5 cm. Laminación paralela difusa.

- **10:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 2 cm y la forma es subangulosa. Laminación paralela.

- **11:** 12 cm microconglomerados a arenas ocreas, de grano grueso, de cuarzo y cuarcita. Abundantes cantos dispersos, de hasta 2 cm. Laminación paralela difusa.

- **12:** 10 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y gneiss. El tamaño de los cantos es de unos 2 cm y la forma es subangulosa. Laminación paralela.

- **13:** 5 cm arenas ocreas, de grano grueso, de cuarzo y cuarcita. Abundantes cantos dispersos, de hasta 1 cm.

Laminación paralela.

- **14:** 5 cm microconglomerado de cuarcita y gneiss. Laminación paralela e imbricación de cantos.

- **15:** 5 cm arenas ocreas, de grano grueso, de cuarzo y cuarcita. Abundantes cantos dispersos, de hasta 2 cm. Laminación paralela.

- **Techo:** Microconglomerados a conglomerados de cuarcita y gneiss.

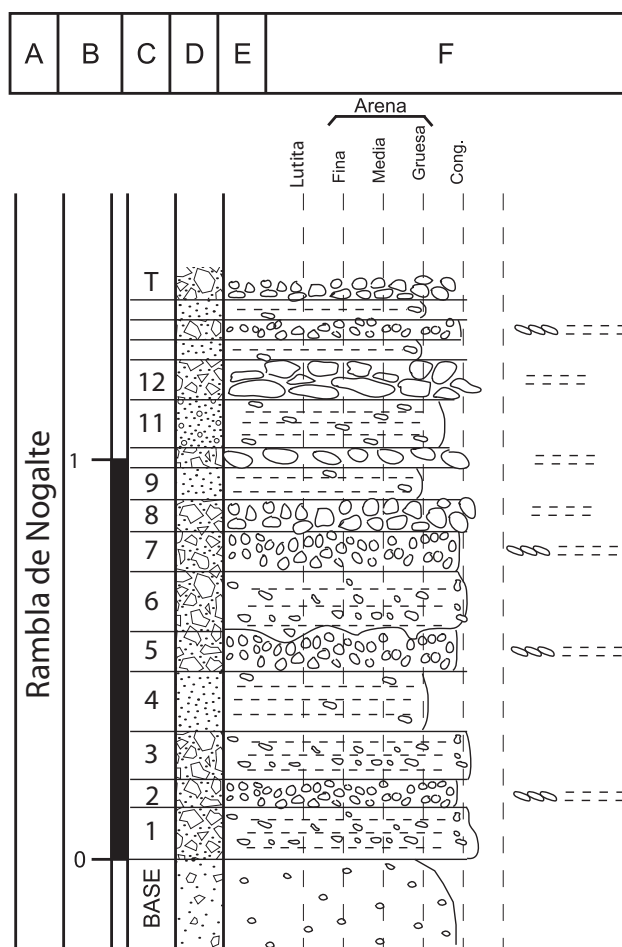


Fig.A4.-23. Columna Nogalte 12

21-COLUMNA DE NOGALTE 13

Hoja: 975 (Puerto Lumbreras) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000
Localización: Se encuentra en la zona de Casa Bachiller, junto a la carretera.
Espesor total: 1,2 m.
Dirección y buzamiento: Depósitos horizontales.
Posición: Coordenadas UTM, ED-50, Huso 30.
X: 612774,28
Y: 4156270,20

- **Base:** Arenas marrones de grano medio, con abundantes cantos centimétricos, de cuarcita, dispersos. Se clasifican como sublitoarenitas.
- **1:** 26 cm conglomerados clastosoportados, aunque se puede observar la presencia de matriz arenosa, de grano medio, gris. Los cantos varían entre 3 y 5 m. La forma es subredondeada. Aparentemente la estructura es masiva.
- **2:** 4 cm microconglomerados de cuarcita y gneis. Son muy heterométricos. Presenta laminación paralela.
- **3:** 10 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos varían de 2 a 3 cm y la forma es subredondeada.
- **4:** 10 cm arenas grises, de grano medio a grueso. Se clasifican como sublitoarenitas. Se observa laminación paralela y abundantes cantos de cuarcita dispersos, de no más de 2 cm.
- **5:** 8 cm arenas grises, de grano grueso. Se clasifican como sublitoarenitas. Se observa estratificación cruzada planar y abundantes cantos de cuarcita dispersos, de no más de 2 cm.
- **6:** 7 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos varían de 2 a 3 cm y la forma es subredondeada.
- **7:** 10 cm arenas grises, de grano grueso. Se clasifican como sublitoarenitas. Se observa laminación paralela y abundantes cantos de cuarcita dispersos, de hasta 3 cm.
- **8:** 7 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y fragmentos de roca metamórfica. Presenta grano selección positiva, entre 4 y 2 cm, de base a techo. La forma varía también, de subangulosa a subredondeada, de base a techo.
- **9:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos varían de 2 a 3 cm y la forma es subredondeada.
- **10:** 5 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos varían de 3 a 4 cm y la forma es subredondeada.
- **11:** 8 cm compuestos por una secuencia granodecreciente desde conglomerados clastosoportados a arenas. Los conglomerados presentan unos cantos de hasta 3 cm, con forma redondeada. Las areniscas son ocre, de grano grueso, con abundantes cantos dispersos.
- **12:** 4 cm conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos varían de 2 a 3 cm y

la forma es subredondeada.
- **Techo:** conglomerados clastosoportados, de cuarcita y rocas metamórficas. Los cantos varían de 2 a 3 cm y la forma es subredondeada.

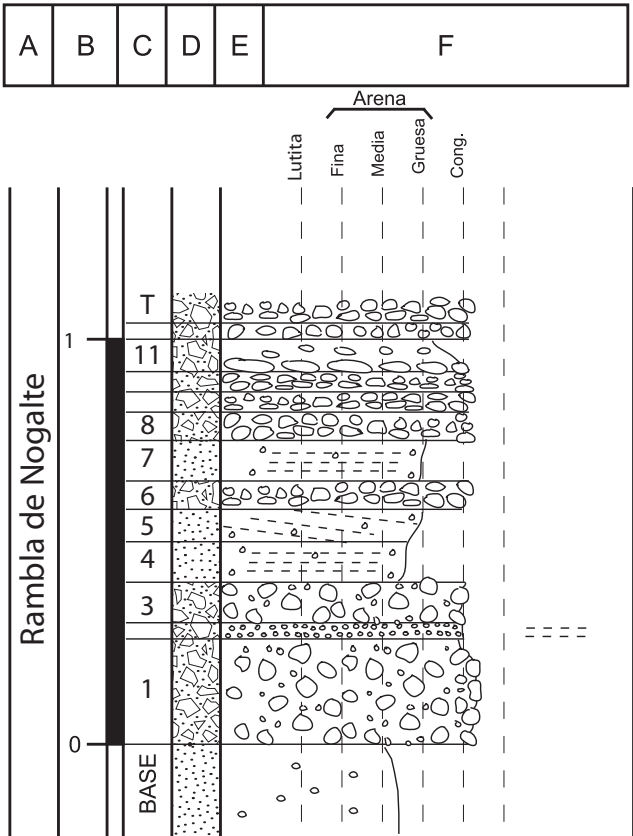


Fig.A4.-24. Columna Nogalte 13

Anexo V: Tablas de datos hidráulicos de los materiales actuales

La Azohia

Secciones	Perfiles	Q Total m ³ /s	Q Tot.*	Q canal m ³ /s	Q* canal m ³ /s	qs (αs) Tm/s	qs(MPM) Tm/s	τ*/τ _{cr}	αs	qs* (αs)	qs* MPM	qw m ³ /s	qw* m ³ /s
1100	DPH	7.00	3.719E+03	7.000	3.719E+03	-----	-----	8.455E-01	5.644E+00	-----	-----	0.760	4.04E+02
1100	100 AÑOS	55.00	2.175E+04	55.000	2.175E+04	1.208E-01	1.459E-01	2.219E+00	6.624E+00	9.09E-02	1.10E-01	2.878	1.14E+03
1100	500 AÑOS	97.00	3.649E+04	96.980	3.648E+04	2.731E-01	3.141E-01	2.979E+00	6.956E+00	1.97E-01	2.27E-01	4.388	1.65E+03
1000	DPH	7.00	7.284E+03	7.000	7.284E+03	1.967E-02	2.500E-02	1.630E+00	6.293E+00	3.21E-02	4.08E-02	0.736	7.66E+02
1000	100 AÑOS	55.00	2.707E+04	55.000	2.707E+04	1.833E-01	2.135E-01	2.766E+00	6.871E+00	1.64E-01	1.91E-01	3.270	1.61E+03
1000	500 AÑOS	97.00	7.645E+04	96.160	7.579E+04	2.670E-01	2.947E-01	3.814E+00	7.247E+00	3.49E-01	3.85E-01	5.095	4.02E+03
975	DPH	7.00	1.034E+04	7.000	1.034E+04	1.186E-03	1.604E-03	1.122E+00	5.915E+00	2.56E-03	3.46E-03	0.598	8.84E+02
975	100 AÑOS	55.00	2.959E+04	55.000	2.959E+04	6.534E-01	6.886E-01	5.043E+00	7.591E+00	6.29E-01	6.63E-01	3.404	1.83E+03
975	500 AÑOS	97.00	3.799E+04	97.000	3.799E+04	1.340E+00	1.359E+00	6.369E+00	7.891E+00	1.00E+00	1.01E+00	5.301	2.08E+03
891	DPH	7.00	6.949E+03	7.000	6.949E+03	1.823E-03	2.462E-03	1.131E+00	5.923E+00	2.86E-03	3.87E-03	0.576	5.72E+02
891	100 AÑOS	55.00	3.078E+04	55.000	3.078E+04	1.277E-01	1.512E-01	2.503E+00	6.757E+00	1.27E-01	1.50E-01	2.697	1.51E+03
891	500 AÑOS	97.00	8.900E+04	96.640	8.867E+04	2.216E-01	2.459E-01	3.705E+00	7.212E+00	3.27E-01	3.63E-01	4.257	3.91E+03
800	DPH	7.00	6.941E+03	7.000	6.941E+03	1.472E-03	1.994E-03	1.114E+00	5.908E+00	2.31E-03	3.13E-03	0.538	5.33E+02
800	100 AÑOS	55.00	4.568E+04	54.730	4.545E+04	2.837E-01	3.107E-01	3.998E+00	7.304E+00	3.86E-01	4.23E-01	2.528	2.10E+03
800	500 AÑOS	97.00	8.365E+04	95.590	8.243E+04	7.155E-01	7.252E-01	6.382E+00	7.893E+00	1.00E+00	1.02E+00	4.058	3.50E+03
666	DPH	7.00	3.845E+03	7.000	3.845E+03	-----	-----	8.755E-01	5.676E+00	-----	-----	0.684	3.76E+02
666	100 AÑOS	55.00	3.897E+04	54.600	3.869E+04	1.344E-01	1.567E-01	2.745E+00	6.862E+00	1.61E-01	1.88E-01	2.735	1.94E+03
666	500 AÑOS	97.00	2.674E+06	89.000	2.453E+06	1.907E-01	1.697E-01	1.397E+01	8.990E+00	4.28E+00	3.81E+00	3.986	1.10E+05
575	DPH	7.00	1.083E+04	7.000	1.083E+04	1.198E-02	1.534E-02	1.562E+00	6.249E+00	2.68E-02	3.44E-02	0.584	9.03E+02
575	100 AÑOS	55.00	2.186E+06	41.110	1.634E+06	2.159E-01	1.848E-01	1.768E+01	9.348E+00	6.49E+00	5.55E+00	2.457	9.76E+04
575	500 AÑOS	97.00	2.154E+06	63.340	1.407E+06	5.136E-01	4.231E-01	2.225E+01	9.712E+00	9.69E+00	7.98E+00	3.648	8.10E+04
469	DPH	7.00	4.971E+03	6.990	4.964E+03	1.770E-02	2.285E-02	1.484E+00	6.196E+00	2.13E-02	2.75E-02	0.974	6.92E+02
469	100 AÑOS	55.00	7.448E+04	13.300	1.801E+04	1.202E-01	1.363E-01	3.246E+00	7.055E+00	2.42E-01	2.74E-01	1.557	2.11E+03
469	500 AÑOS	97.00	2.266E+05	22.200	5.185E+04	1.748E-01	1.864E-01	4.702E+00	7.503E+00	5.44E-01	5.81E-01	2.236	5.22E+03
350	DPH	7.00	2.929E+03	7.000	2.929E+03	-----	-----	8.491E-01	5.647E+00	-----	-----	1.037	4.34E+02
350	100 AÑOS	55.00	2.944E+03	1.970	1.054E+02	-----	-----	2.735E-01	4.679E+00	-----	-----	0.546	2.92E+01
350	500 AÑOS	97.00	1.723E+04	6.520	1.158E+03	-----	-----	9.401E-01	5.744E+00	-----	-----	1.125	2.00E+02
245	DPH	7.00	1.114E+03	7.000	1.114E+03	-----	-----	7.863E-01	5.576E+00	-----	-----	1.814	2.89E+02
245	100 AÑOS	55.00	1.757E+03	1.890	6.038E+01	-----	-----	3.487E-02	3.324E+00	-----	-----	0.519	1.66E+01
245	500 AÑOS	97.00	3.011E+03	3.330	1.034E+02	-----	-----	1.071E-01	4.005E+00	-----	-----	0.912	2.83E+01
45	DPH	7.00	6.132E+03	7.000	6.132E+03	2.002E-03	2.704E-03	1.131E+00	5.922E+00	2.85E-03	3.84E-03	0.639	5.60E+02
45	100 AÑOS	55.00	1.546E+27	17.660	4.963E+26	5.358E-02	1.157E-03	7.469E+10	3.703E+02	7.70E+16	1.66E+15	2.825	7.94E+25
45	500 AÑOS	97.00	1.650E+15	13.130	2.233E+14	2.079E-01	3.695E-02	2.289E+05	4.501E+01	5.02E+07	8.93E+06	1.714	2.91E+13

Secciones	Perfiles	Conv. Tot. m ³ /s	El. Min. Ch. m	El. S.W. m	S.W. Crit m	El. G.E. m	H Max. Ch. m	R _h m	H m	H* m	B m	B* m	B/H
1100	DPH	58.900	17.870	18.450	18.420	18.540	0.580	0.240	0.580	11.27	22.220	4.32E+02	38.310
1100	100 AÑOS	434.800	17.870	18.960	18.980	19.310	1.090	0.620	1.090	18.82	33.120	5.72E+02	30.385
1100	500 AÑOS	766.500	17.870	19.220	19.290	19.760	1.350	0.840	1.350	22.84	34.870	5.90E+02	25.830
1000	DPH	49.800	16.530	16.990	16.990	17.120	0.460	0.250	0.460	11.69	17.300	4.40E+02	37.609
1000	100 AÑOS	452.900	16.530	17.650	17.670	18.080	1.120	0.770	1.120	21.10	24.010	4.52E+02	21.438
1000	500 AÑOS	912.300	16.530	18.060	18.070	18.620	1.530	1.000	1.530	34.80	29.200	6.64E+02	19.085
975	DPH	75.000	15.580	16.040	15.960	16.120	0.460	0.340	0.460	13.45	15.700	4.59E+02	34.130
975	100 AÑOS	298.500	15.580	16.500	16.720	17.200	0.920	0.590	0.920	17.96	25.090	4.90E+02	27.272
975	500 AÑOS	482.200	15.580	16.740	17.100	17.800	1.160	0.710	1.160	19.95	29.760	5.12E+02	25.655
891	DPH	54.600	14.610	15.050	15.040	15.140	0.440	0.210	0.440	10.98	24.890	6.21E+02	56.568
891	100 AÑOS	468.600	14.610	15.620	15.620	15.980	1.010	0.710	1.010	20.03	28.540	5.66E+02	28.257
891	500 AÑOS	902.600	14.610	15.970	15.970	16.470	1.360	0.890	1.360	32.87	34.810	8.41E+02	25.596
800	DPH	52.200	13.080	13.500	13.490	13.580	0.420	0.190	0.420	10.47	28.200	7.03E+02	67.143
800	100 AÑOS	359.700	13.080	13.920	14.020	14.370	0.840	0.540	0.840	19.51	34.190	7.94E+02	40.702
800	500 AÑOS	578.600	13.080	14.110	14.330	14.890	1.030	0.680	1.030	24.29	36.840	8.69E+02	35.767
666	DPH	54.400	10.660	11.190	11.170	11.270	0.530	0.210	0.530	10.43	25.930	5.10E+02	48.925
666	100 AÑOS	449.200	10.660	11.700	11.730	12.050	1.040	0.590	1.040	22.67	35.760	7.79E+02	34.385
666	500 AÑOS	869.600	10.660	11.980	12.100	12.410	1.320	0.430	1.320	124.44	90.710	8.55E+03	68.720
575	DPH	56.100	9.300	9.700	9.680	9.810	0.400	0.260	0.400	11.91	18.410	5.48E+02	46.025
575	100 AÑOS	388.300	9.300	10.130	10.190	10.490	0.830	0.290	0.830	90.57	88.040	9.61E+03	106.072
575	500 AÑOS	592.300	9.300	10.250	10.260	10.790	0.950	0.380	0.950	82.14	96.600	8.35E+03	101.684
469	DPH	51.600	7.290	7.870	7.870	8.010	0.580	0.280	0.580	12.65	14.780	3.22E+02	25.483
469	100 AÑOS	356.600	7.290	7.970	7.980	8.150	0.680	0.310	0.680	19.21	96.850	2.74E+03	142.426
469	500 AÑOS	702.500	7.290	8.140	8.150	8.350	0.850	0.400	0.850	29.86	122.320	4.30E+03	143.906
350	DPH	64.400	5.420	5.790	5.750	5.890	0.720	0.320	0.720	12.71	15.290	2.70E+02	21.236
350	100 AÑOS	388.900	5.420	5.580	5.580	5.720	0.510	0.280	0.510	3.96	118.990	9.23E+02	233.314
350	500 AÑOS	642.700	5.420	5.720	5.720	5.880	0.650	0.330	0.650	8.15	162.180	2.03E+03	249.508
245	DPH	54.700	3.830	4.300	4.290	4.450	1.080	0.310	1.080	12.95	13.340	1.60E+02	12.352
245	100 AÑOS	1475.600	3.830	4.280	4.280	4.300	1.060	0.510	1.060	6.69	165.600	1.04E+03	156.226
245	500 AÑOS	1475.600	3.830	4.280	4.280	4.350	1.060	0.510	1.060	6.61	165.600	1.03E+03	156.226
45	DPH	55.300	0.630	1.100	1.080	1.190	0.470	0.230	0.470	11.15	22.280	5.29E+02	47.404
45	100 AÑOS	41.200	0.630	0.910	1.020	3.040	0.280	0.040	0.280	6.68E+09	297.220	7.09E+12	1061.500
45	500 AÑOS	161.900	0.630	0.970	1.070	1.490	0.340	0.080	0.340	105195.78	387.900	1.20E+08	1140.882

Secciones	Perfiles	S	S	S	U Ch.	U Tot.	U*	w _s	Flow Area	Per. Moj.	Fr. Ch.	Fr Ch (cal)	Re	Re part
				g	m/s	m/s	m/s	(m/s)	m ²	m				
1100	DPH	0.014		0.381	1.310	1.310	0.182	2.381	5.360	22.440	0.850	0.549	7.60E+05	9.39E+03
1100	100 AÑOS	0.016		0.394	2.640	2.640	0.312	3.014	20.870	33.520	1.060	0.81	2.88E+06	1.81E+04
1100	500 AÑOS	0.016		0.394	3.250	3.250	0.363	3.138	29.870	35.020	1.120	0.89	4.39E+06	2.15E+04
1000	DPH	0.020		0.413	1.600	1.600	0.220	1.390	4.370	17.360	1.020	0.75	7.36E+05	8.65E+03
1000	100 AÑOS	0.015		0.385	2.920	2.920	0.334	2.531	18.840	24.430	1.050	0.88	3.27E+06	1.77E+04
1000	500 AÑOS	0.011		0.355	3.330	3.260	0.333	1.736	29.760	25.090	0.980	0.86	5.09E+06	1.46E+04
975	DPH	0.009		0.319	1.300	1.300	0.170	1.050	5.380	15.760	0.710	0.61	5.98E+05	5.83E+03
975	100 AÑOS	0.034		0.448	3.700	3.700	0.443	2.356	14.860	25.200	1.540	1.23	3.40E+06	2.27E+04
975	500 AÑOS	0.040		0.457	4.570	4.570	0.531	3.038	21.220	29.910	1.730	1.36	5.30E+06	3.09E+04
891	DPH	0.016		0.396	1.310	1.310	0.184	1.444	5.350	25.030	0.900	0.63	5.76E+05	7.38E+03
891	100 AÑOS	0.014		0.378	2.670	2.670	0.310	2.284	20.610	29.040	1.000	0.85	2.70E+06	1.56E+04
891	500 AÑOS	0.012		0.357	3.130	3.080	0.317	1.538	31.480	30.040	0.970	0.86	4.26E+06	1.31E+04
800	DPH	0.018		0.404	1.280	1.280	0.183	1.445	5.480	28.400	0.930	0.63	5.38E+05	7.33E+03
800	100 AÑOS	0.023		0.426	3.010	2.970	0.352	1.665	18.510	31.920	1.260	1.05	2.53E+06	1.51E+04
800	500 AÑOS	0.028		0.438	3.940	3.840	0.433	1.616	25.230	32.500	1.450	1.24	4.06E+06	1.84E+04
666	DPH	0.017		0.397	1.290	1.290	0.184	2.318	5.420	26.000	0.900	0.57	6.84E+05	9.37E+03
666	100 AÑOS	0.015		0.387	2.630	2.580	0.294	1.891	21.290	31.920	1.040	0.82	2.74E+06	1.35E+04
666	500 AÑOS	0.012		0.366	3.020	2.500	0.229	0.101	38.850	31.920	1.000	0.84	3.99E+06	2.43E+03
575	DPH	0.016		0.391	1.460	1.460	0.199	1.013	4.810	18.450	0.910	0.74	5.84E+05	6.69E+03
575	100 AÑOS	0.020		0.414	2.960	2.180	0.239	0.075	25.250	22.180	1.190	1.04	2.46E+06	2.19E+03
575	500 AÑOS	0.027		0.435	3.840	2.670	0.316	0.120	36.340	22.180	1.420	1.26	3.65E+06	3.65E+03
469	DPH	0.018		0.407	1.680	1.680	0.225	1.887	4.170	14.490	1.000	0.70	9.74E+05	1.03E+04
469	100 AÑOS	0.024		0.427	2.290	1.830	0.269	1.126	30.020	15.520	1.190	0.89	1.56E+06	9.52E+03
469	500 AÑOS	0.019		0.410	2.630	2.000	0.273	0.728	48.540	15.520	1.130	0.91	2.24E+06	7.78E+03
350	DPH	0.012		0.360	1.440	1.440	0.192	2.882	4.860	15.390	0.810	0.54	1.04E+06	1.09E+04
350	100 AÑOS	0.020		0.414	1.070	1.630	0.234	14.933	33.680	13.470	0.920	0.48	5.46E+05	3.02E+04
350	500 AÑOS	0.023		0.424	1.730	1.820	0.271	5.718	53.380	14.720	1.090	0.69	1.12E+06	2.17E+04
245	DPH	0.016		0.396	1.680	1.680	0.223	6.245	4.180	13.460	0.960	0.52	1.81E+06	1.86E+04
245	100 AÑOS	0.001		0.078	0.490	0.650	0.083	22.563	85.040	12.620	0.280	0.15	5.19E+05	1.32E+04
245	500 AÑOS	0.004		0.210	0.860	1.140	0.147	23.090	85.040	12.620	0.490	0.27	9.12E+05	2.36E+04
45	DPH	0.016		0.394	1.360	1.360	0.190	1.596	5.150	22.330	0.900	0.63	6.39E+05	8.01E+03
45	100 AÑOS	0.078		0.477	10.090	4.580	0.175	1.58E-18	12.000	12.850	8.720	6.09	2.83E+06	7.33E-06
45	500 AÑOS	0.036		0.451	5.040	2.980	0.168	9.38E-09	32.590	16.310	4.020	2.76	1.71E+06	5.42E-01

Secciones	Perfiles	τ_0 Ch	τ_0 Tot.	τ^*	Cf	Cz	δ m	#	ω Ch (N/ms)	ω Tot. (N/ms)	W J/s	ω (cal) (N/ms)	Ks m
1100	DPH	33.080	33.080	0.040	0.019	7.203	6.58E-05	3.26E+01	43.230	43.230	1097.600	49.397	26.817
1100	100 AÑOS	97.700	97.700	0.104	0.014	8.446	3.85E-05	2.42E+01	257.470	257.470	8624.000	260.386	28.704
1100	500 AÑOS	133.810	133.810	0.140	0.013	8.885	3.31E-05	2.16E+01	434.850	430.560	15206.464	436.090	28.849
1000	DPH	48.740	48.740	0.077	0.019	7.247	5.46E-05	1.58E+01	78.020	78.020	1097.600	63.445	28.703
1000	100 AÑOS	111.570	111.570	0.130	0.013	8.742	3.60E-05	1.90E+01	325.640	324.950	8624.000	359.184	28.622
1000	500 AÑOS	127.450	127.450	0.179	0.011	9.328	3.61E-05	1.30E+01	424.860	361.070	15077.888	516.366	31.318
975	DPH	29.150	29.150	0.053	0.017	7.614	7.04E-05	1.54E+01	37.960	37.960	1097.600	69.911	28.583
975	100 AÑOS	196.290	196.290	0.237	0.014	8.351	2.71E-05	1.33E+01	726.550	726.550	8624.000	343.723	28.545
975	500 AÑOS	281.490	281.490	0.299	0.013	8.614	2.26E-05	1.43E+01	1286.810	1286.810	15209.600	511.075	28.545
891	DPH	34.460	34.460	0.053	0.020	7.057	6.52E-05	1.96E+01	45.120	45.120	1097.600	44.098	28.907
891	100 AÑOS	95.890	95.890	0.118	0.013	8.622	3.88E-05	1.84E+01	255.870	255.870	8624.000	302.172	28.581
891	500 AÑOS	116.480	116.480	0.174	0.012	9.171	3.78E-05	1.21E+01	364.400	309.290	15153.152	435.310	31.477
800	DPH	33.950	33.950	0.052	0.021	6.947	6.56E-05	1.98E+01	43.380	43.380	1097.600	38.922	28.908
800	100 AÑOS	130.810	130.810	0.188	0.014	8.322	3.41E-05	1.18E+01	393.100	364.710	8581.664	250.999	29.686
800	500 AÑOS	205.690	205.690	0.300	0.013	8.687	2.77E-05	9.33E+00	810.600	715.790	14988.512	406.854	30.395
666	DPH	33.800	33.800	0.041	0.020	7.017	6.50E-05	3.14E+01	43.660	43.660	1097.600	42.329	28.393
666	100 AÑOS	95.710	95.710	0.129	0.014	8.501	4.08E-05	1.61E+01	251.510	224.920	8561.280	239.409	30.534
666	500 AÑOS	112.600	112.600	0.656	0.012	9.000	5.24E-05	1.10E+00	340.170	130.130	13955.200	153.844	47.526
575	DPH	39.860	39.860	0.073	0.019	7.313	6.02E-05	1.27E+01	58.020	58.020	1097.600	59.620	28.700
575	100 AÑOS	123.150	123.150	0.831	0.014	8.435	5.03E-05	7.90E-01	364.670	122.650	6446.048	73.217	47.695
575	500 AÑOS	195.550	195.550	1.046	0.013	8.684	3.80E-05	9.51E-01	750.940	263.450	9931.712	102.813	44.695
469	DPH	51.700	51.700	0.070	0.018	7.389	5.34E-05	2.10E+01	87.070	84.670	1096.032	74.156	28.930
469	100 AÑOS	87.340	87.340	0.153	0.017	7.749	4.46E-05	1.05E+01	199.930	132.200	2085.440	21.533	32.413
469	500 AÑOS	101.730	101.730	0.221	0.015	8.246	4.39E-05	6.66E+00	267.470	147.900	3480.960	28.458	35.088
350	DPH	36.550	36.550	0.040	0.018	7.532	6.24E-05	3.75E+01	52.610	52.610	1097.600	71.785	28.337
350	100 AÑOS	26.800	26.800	0.013	0.023	6.536	5.12E-05	1.59E+02	28.720	90.520	308.896	2.596	17.679
350	500 AÑOS	57.000	57.000	0.044	0.019	7.246	4.42E-05	5.27E+01	98.880	133.420	1022.336	6.304	24.004
245	DPH	49.820	49.820	0.037	0.018	7.527	5.38E-05	7.00E+01	83.480	83.480	1097.600	82.279	28.667
245	100 AÑOS	4.200	4.200	0.002	0.017	7.561	1.44E-04	6.77E+02	2.040	4.520	296.352	1.790	20.597
245	500 AÑOS	13.050	13.050	0.005	0.018	7.528	8.17E-05	3.93E+02	11.180	24.800	522.144	3.153	20.496
45	DPH	36.210	36.210	0.053	0.020	7.147	6.32E-05	2.10E+01	49.220	49.220	1097.600	49.264	28.632
45	100 AÑOS	2378.460	2378.460	3.51E+09	0.023	6.542	6.86E-05	2.25E-17	24006.440	3230.710	2769.088	9.317	308.801
45	500 AÑOS	562.280	562.280	10758.755	0.022	6.721	7.15E-05	1.40E-07	2833.410	880.440	2058.784	5.308	143.257

Secciones	Perfiles	n m	ks m	D ₅₀ m
1100	DPH	0.037	0.360	0.0515
1100	100 AÑOS	0.035	0.405	0.0579
1100	500 AÑOS	0.035	0.414	0.0591
1000	DPH	0.035	0.275	0.0393
1000	100 AÑOS	0.035	0.372	0.0531
1000	500 AÑOS	0.032	0.308	0.0440
975	DPH	0.035	0.239	0.0342
975	100 AÑOS	0.035	0.359	0.0512
975	500 AÑOS	0.035	0.407	0.0582
891	DPH	0.035	0.281	0.0401
891	100 AÑOS	0.035	0.353	0.0504
891	500 AÑOS	0.032	0.290	0.0414
800	DPH	0.035	0.281	0.0401
800	100 AÑOS	0.034	0.301	0.0431
800	500 AÑOS	0.033	0.297	0.0424
666	DPH	0.035	0.356	0.0508
666	100 AÑOS	0.033	0.321	0.0459
666	500 AÑOS	0.021	0.074	0.0106
575	DPH	0.035	0.235	0.0336
575	100 AÑOS	0.021	0.064	0.0092
575	500 AÑOS	0.022	0.081	0.0116
469	DPH	0.035	0.321	0.0458
469	100 AÑOS	0.031	0.248	0.0354
469	500 AÑOS	0.029	0.199	0.0285
350	DPH	0.035	0.396	0.0566
350	100 AÑOS	0.057	0.903	0.1289
350	500 AÑOS	0.042	0.558	0.0798
245	DPH	0.035	0.584	0.0834
245	100 AÑOS	0.049	1.109	0.1585
245	500 AÑOS	0.049	1.122	0.1603
45	DPH	0.035	0.295	0.0421
45	100 AÑOS	0.003	2.93E-10	4.19E-11
45	500 AÑOS	0.007	2.26E-05	3.23E-06

Las Moreras

Secciones	Perfiles	Q Total m³/s	Q Tot.*	Q canal m³/s	Q* canal m³/s	qs (αs) Tm/s	qs MPM Tm/s	τ*/τ _{cr}	αs	qs*(αs)	qs* MPM	qw m³/s	qw*
4281.5		Puente											
4275	DPH	60	1.79E+05	5.81E+01	1.73E+05	1.31E-02	1.36E-02	5.64E+00	7.73E+00	7.88E-01	8.15E-01	0.850	2.54E+03
4275	100	1295	1.89E+06	9.02E+02	1.32E+06	2.69E-03	3.22E-03	2.33E+00	6.68E+00	1.05E-01	1.26E-01	12.312	1.80E+04
4275	500	1500	2.43E+06	1.02E+03	1.64E+06	3.01E-03	3.56E-03	2.49E+00	6.75E+00	1.25E-01	1.48E-01	13.865	2.24E+04
4273	DPH	60	1.26E+06	1.30E-01	2.74E+03	2.50E-04	3.12E-04	1.82E+00	6.41E+00	4.83E-02	6.03E-02	0.561	1.18E+04
4273	100	1295	2.01E+05	3.37E+01	5.21E+03	-----	-----	2.86E-01	4.71E+00	-----	-----	8.044	1.25E+03
4273	500	1500	4.14E+05	5.35E+01	1.48E+04	-----	-----	4.07E-01	5.00E+00	-----	-----	9.666	2.67E+03
4255	DPH	60	1.59E+09	6.00E+01	1.59E+09	4.81E-02	2.61E-02	2.73E+02	1.47E+01	6.73E+02	3.66E+02	1.490	3.94E+07
4255	100	1295	1.10E+13	1.05E+03	8.93E+12	5.37E-02	2.05E-02	2.32E+03	2.10E+01	2.40E+04	9.13E+03	26.458	2.24E+11
4255	500	1500	1.18E+13	1.19E+03	9.32E+12	5.46E-02	2.09E-02	2.28E+03	2.10E+01	2.33E+04	8.90E+03	29.785	2.34E+11
4226	DPH	60	6.90E+03	6.00E+01	6.90E+03	-----	-----	3.44E-01	4.86E+00	-----	-----	3.934	4.52E+02
4226	100	1295	8.81E+05	1.03E+03	7.00E+05	2.77E-01	2.36E-01	1.82E+01	9.39E+00	6.83E+00	5.82E+00	45.019	3.06E+04
4226	500	1500	3.60E+06	1.08E+03	2.59E+06	4.10E-02	3.88E-02	9.57E+00	8.44E+00	2.16E+00	2.04E+00	41.876	1.01E+05
4100	DPH	60	2.92E+04	6.00E+01	2.92E+04	7.22E-03	8.47E-03	2.64E+00	6.82E+00	1.46E-01	1.71E-01	3.422	1.67E+03
4100	100	1295	5.84E+06	8.98E+02	4.05E+06	8.58E-02	7.33E-02	1.78E+01	9.36E+00	6.59E+00	5.63E+00	33.484	1.51E+05
4100	500	1500	2.58E+09	9.71E+02	1.67E+09	5.68E-02	3.57E-02	1.13E+02	1.27E+01	1.54E+02	9.71E+01	35.123	6.05E+07
4028	DPH	60	1.22E+04	6.00E+01	1.22E+04	-----	-----	6.72E-01	5.43E+00	-----	-----	3.204	6.50E+02
4028	100	1295	6.25E+05	1.21E+03	5.82E+05	9.64E-03	1.11E-02	2.96E+00	6.95E+00	1.94E-01	2.23E-01	25.849	1.25E+04
4028	500	1500	2.55E+06	1.38E+03	2.34E+06	1.30E-02	1.38E-02	4.74E+00	7.51E+00	5.55E-01	5.90E-01	28.647	4.87E+04
3925	DPH	60	1.81E+04	6.00E+01	1.81E+04	1.06E-03	1.38E-03	1.40E+00	6.14E+00	1.61E-02	2.10E-02	3.478	1.05E+03
3925	100	1295	2.28E+06	9.64E+02	1.70E+06	2.80E-02	2.79E-02	7.07E+00	8.03E+00	1.22E+00	1.22E+00	30.527	5.38E+04
3925	500	1500	1.55E+07	1.14E+03	1.18E+07	4.91E-02	4.22E-02	1.72E+01	9.31E+00	6.20E+00	5.33E+00	35.760	3.70E+05
3842	DPH	60	1.46E+04	6.00E+01	1.46E+04	-----	-----	4.43E-01	5.07E+00	-----	-----	2.453	5.96E+02
3842	100	1295	4.99E+05	1.24E+03	4.76E+05	4.82E-02	4.96E-02	5.85E+00	7.78E+00	8.46E-01	8.70E-01	31.594	1.22E+04
3842	500	1500	5.87E+05	1.42E+03	5.56E+05	6.25E-02	6.28E-02	6.71E+00	7.96E+00	1.11E+00	1.11E+00	35.847	1.40E+04
3725	DPH	60	7.49E+04	6.00E+01	7.49E+04	7.41E-04	9.49E-04	1.56E+00	6.24E+00	2.63E-02	3.37E-02	1.307	1.63E+03
3725	100	1295	1.43E+06	1.25E+03	1.38E+06	4.79E-02	4.66E-02	8.09E+00	8.21E+00	1.58E+00	1.54E+00	22.987	2.54E+04
3725	500	1500	1.69E+06	1.45E+03	1.63E+06	8.05E-02	7.48E-02	1.08E+01	8.61E+00	2.69E+00	2.50E+00	26.564	2.99E+04
3591	DPH	60	1.18E+04	6.00E+01	1.18E+04	-----	-----	9.06E-01	5.71E+00	-----	-----	2.406	4.72E+02
3591	100	1295	1.49E+06	1.23E+03	1.42E+06	1.05E-01	9.47E-02	1.26E+01	8.83E+00	3.55E+00	3.21E+00	24.787	2.86E+04
3591	500	1500	1.56E+06	1.40E+03	1.46E+06	1.13E-01	1.02E-01	1.27E+01	8.85E+00	3.60E+00	3.25E+00	27.676	2.88E+04
3423	DPH	60	6.12E+03	6.00E+01	6.12E+03	-----	-----	4.78E-01	5.13E+00	-----	-----	2.732	2.79E+02
3423	100	1295	3.08E+05	1.27E+03	3.01E+05	3.03E-02	3.31E-02	4.06E+00	7.32E+00	3.99E-01	4.36E-01	22.112	5.27E+03
3423	500	1500	3.52E+05	1.46E+03	3.41E+05	3.61E-02	3.89E-02	4.38E+00	7.42E+00	4.71E-01	5.08E-01	24.717	5.79E+03
3250	DPH	60	8.12E+04	6.00E+01	8.12E+04	3.40E-03	4.03E-03	2.50E+00	6.76E+00	1.27E-01	1.50E-01	1.224	1.66E+03

Secciones	Perfiles	Q Total m ³ /s	Q Tot.*	Q canal m ³ /s	Q* canal m ³ /s	qs (as) Tm/s	qs MPM Tm/s	τ^*/τ_{cr}	αs	qs*(αs)	qs* MPM	qw m ³ /s	qw*
3250	100	1295	6.45E+05	1.12E+03	5.58E+05	3.12E-03	3.84E-03	1.98E+00	6.50E+00	6.39E-02	7.86E-02	13.940	6.95E+03
3250	500	1500	7.06E+05	1.28E+03	6.02E+05	2.78E-03	3.44E-03	1.89E+00	6.45E+00	5.50E-02	6.82E-02	15.601	7.34E+03
3162	DPH	60	3.60E+04	6.00E+01	3.60E+04	2.99E-05	4.09E-05	1.05E+00	5.85E+00	6.85E-04	9.36E-04	1.710	1.02E+03
3162	100	1295	5.38E+05	1.26E+03	5.22E+05	4.05E-02	4.21E-02	5.48E+00	7.70E+00	7.44E-01	7.73E-01	20.919	8.69E+03
3162	500	1500	5.99E+05	1.45E+03	5.77E+05	5.19E-02	5.30E-02	6.14E+00	7.84E+00	9.31E-01	9.50E-01	23.830	9.51E+03
3045	DPH	60	5.79E+04	6.00E+01	5.79E+04	4.00E-03	4.75E-03	2.47E+00	6.74E+00	1.22E-01	1.45E-01	1.501	1.45E+03
3045	100	1295	1.64E+06	1.02E+03	1.29E+06	1.33E-01	1.18E-01	1.49E+01	9.08E+00	4.78E+00	4.21E+00	17.463	2.21E+04
3045	500	1500	1.94E+06	1.16E+03	1.50E+06	1.55E-01	1.35E-01	1.63E+01	9.22E+00	5.63E+00	4.88E+00	19.558	2.52E+04
2904	DPH	60	1.97E+04	6.00E+01	1.97E+04	7.68E-02	7.65E-02	7.08E+00	8.03E+00	1.23E+00	1.22E+00	6.963	2.29E+03
2904	100	1295	6.99E+04	1.30E+03	6.99E+04	3.04E-02	3.54E-02	2.77E+00	6.87E+00	1.64E-01	1.91E-01	36.693	1.98E+03
2904	500	1500	6.77E+04	1.50E+03	6.77E+04	2.95E-02	3.47E-02	2.62E+00	6.81E+00	1.43E-01	1.68E-01	39.640	1.79E+03
2725	DPH	60	1.40E+03	6.00E+01	1.40E+03	-----	-----	5.48E-01	5.25E+00	-----	-----	6.482	1.52E+02
2725	100	1300	6.66E+04	1.30E+03	6.66E+04	1.37E-01	1.43E-01	5.39E+00	7.68E+00	7.19E-01	7.50E-01	32.279	1.65E+03
2725	500	1500	7.90E+04	1.50E+03	7.90E+04	1.55E-01	1.60E-01	5.78E+00	7.76E+00	8.26E-01	8.51E-01	35.066	1.85E+03
2612	DPH	60	1.58E+04	5.98E+01	1.57E+04	-----	-----	2.02E-01	4.45E+00	-----	-----	1.341	3.53E+02
2612	100	1300	3.49E+05	1.27E+03	3.40E+05	1.40E-03	1.81E-03	1.46E+00	6.18E+00	1.98E-02	2.57E-02	14.568	3.92E+03
2612	500	1500	4.09E+05	1.46E+03	3.96E+05	1.89E-03	2.42E-03	1.56E+00	6.25E+00	2.70E-02	3.46E-02	16.422	4.47E+03
2441	DPH	60	4.54E+04	6.00E+01	4.54E+04	1.21E-03	1.54E-03	1.63E+00	6.29E+00	3.20E-02	4.06E-02	1.643	1.24E+03
2441	100	1300	7.19E+05	7.93E+02	4.39E+05	5.14E-04	6.76E-04	1.32E+00	6.08E+00	1.12E-02	1.48E-02	11.765	6.51E+03
2441	500	1500	8.14E+05	9.01E+02	4.89E+05	6.18E-04	8.09E-04	1.36E+00	6.11E+00	1.33E-02	1.75E-02	13.243	7.19E+03
2249	DPH	60	1.78E+04	6.00E+01	1.78E+04	-----	-----	3.24E-01	4.81E+00	-----	-----	1.672	4.97E+02
2249	100	1300	1.60E+06	1.01E+03	1.24E+06	8.86E-03	9.86E-03	3.63E+00	7.19E+00	3.12E-01	3.47E-01	18.847	2.32E+04
2249	500	1500	1.81E+06	1.14E+03	1.37E+06	1.00E-02	1.11E-02	3.81E+00	7.25E+00	3.49E-01	3.85E-01	21.092	2.54E+04
2100	DPH	60	2.10E+04	6.00E+01	2.10E+04	-----	-----	4.01E-01	4.99E+00	-----	-----	1.416	4.96E+02
2100	100	1300	6.94E+05	1.28E+03	6.83E+05	9.52E-03	1.09E-02	3.02E+00	6.97E+00	2.03E-01	2.33E-01	17.718	9.47E+03
2100	500	1500	8.90E+05	1.47E+03	8.71E+05	1.26E-02	1.41E-02	3.50E+00	7.14E+00	2.87E-01	3.22E-01	20.154	1.20E+04
2018	DPH	60	1.77E+04	6.00E+01	1.77E+04	-----	-----	4.17E-01	5.02E+00	-----	-----	1.869	5.53E+02
2018	100	1300	1.11E+06	1.02E+03	8.76E+05	2.58E-02	2.68E-02	5.43E+00	7.68E+00	7.30E-01	7.60E-01	20.856	1.78E+04
2018	500	1500	1.28E+06	1.17E+03	9.94E+05	3.26E-02	3.33E-02	6.11E+00	7.84E+00	9.23E-01	9.42E-01	23.567	2.01E+04
1811	DPH	60	3.24E+04	6.00E+01	3.24E+04	1.95E-03	2.45E-03	1.75E+00	6.37E+00	4.18E-02	5.26E-02	1.615	8.71E+02
1811	100	1300	6.66E+05	1.12E+03	5.75E+05	3.27E-02	3.43E-02	5.25E+00	7.64E+00	6.82E-01	7.14E-01	17.335	8.88E+03
1811	500	1500	8.00E+05	1.28E+03	6.85E+05	3.44E-02	3.58E-02	5.44E+00	7.69E+00	7.34E-01	7.64E-01	19.570	1.04E+04
1700	DPH	60	2.14E+04	6.00E+01	2.14E+04	-----	-----	2.56E-01	4.63E+00	-----	-----	1.116	3.98E+02
1700	100	1300	2.77E+05	1.30E+03	2.76E+05	6.33E-04	8.40E-04	1.25E+00	6.02E+00	7.78E-03	1.03E-02	13.157	2.80E+03

Secciones	Perfiles	Q Total m ³ /s	Q Tot.*	Q canal m ³ /s	Q* canal m ³ /s	qs (αs) Tm/s	qs MPM Tm/s	τ*/τ _{cr}	αs	qs* (αs)	qs* MPM	qw m ³ /s	qw* m ³ /s
1700	500	1500	3.10E+05	1.49E+03	3.09E+05	7.66E-04	1.01E-03	1.28E+00	6.05E+00	9.26E-03	1.22E-02	14.767	3.05E+03
1450	DPH	60	8.77E+03	6.00E+01	8.77E+03	-----	-----	5.01E-01	5.17E+00	-----	-----	1.816	2.66E+02
1450	100	1300	3.98E+05	1.26E+03	3.85E+05	6.70E-04	8.84E-04	1.30E+00	6.06E+00	1.02E-02	1.35E-02	14.198	4.35E+03
1450	500	1500	8.12E+05	1.46E+03	7.88E+05	1.94E-03	2.44E-03	1.75E+00	6.37E+00	4.18E-02	5.25E-02	16.180	8.76E+03
1325	DPH	60	1.84E+04	6.00E+01	1.84E+04	2.86E-05	3.92E-05	1.04E+00	5.84E+00	4.38E-04	6.01E-04	2.483	7.62E+02
1325	100	1300	2.23E+05	1.29E+03	2.22E+05	3.41E-02	3.75E-02	3.91E+00	7.28E+00	3.68E-01	4.05E-01	22.759	3.90E+03
1325	500	1500	2.70E+05	1.49E+03	2.68E+05	3.90E-02	4.23E-02	4.22E+00	7.37E+00	4.33E-01	4.70E-01	25.455	4.58E+03
1175	DPH	60	3.31E+04	6.00E+01	3.31E+04	-----	-----	8.91E-01	5.69E+00	-----	-----	1.284	7.09E+02
1175	100	1300	3.79E+05	1.30E+03	3.78E+05	1.24E-02	1.44E-02	2.90E+00	6.93E+00	1.85E-01	2.14E-01	17.251	5.03E+03
1175	500	1500	4.62E+05	1.49E+03	4.61E+05	1.55E-02	1.76E-02	3.22E+00	7.05E+00	2.38E-01	2.70E-01	19.707	6.07E+03
1084	DPH	60	7.91E+03	6.00E+01	7.91E+03	-----	-----	1.08E-01	4.01E+00	-----	-----	1.395	1.84E+02
1084	100	1300	1.94E+05	1.30E+03	1.94E+05	1.05E-04	1.43E-04	1.07E+00	5.87E+00	1.04E-03	1.42E-03	15.570	2.32E+03
1084	500	1500	2.21E+05	1.50E+03	2.21E+05	4.04E-04	5.43E-04	1.16E+00	5.95E+00	3.98E-03	5.35E-03	17.585	2.59E+03
975	DPH	60	4.63E+03	6.00E+01	4.63E+03	-----	-----	2.91E-01	4.73E+00	-----	-----	2.180	1.68E+02
975	100	1300	1.79E+05	1.30E+03	1.79E+05	5.15E-04	6.90E-04	1.19E+00	5.97E+00	4.87E-03	6.53E-03	15.977	2.20E+03
975	500	1500	2.04E+05	1.50E+03	2.04E+05	9.07E-04	1.20E-03	1.27E+00	6.04E+00	8.53E-03	1.13E-02	17.949	2.44E+03
861	DPH	60	8.43E+03	6.00E+01	8.43E+03	-----	-----	5.99E-02	3.64E+00	-----	-----	1.180	1.66E+02
861	100	1300	1.92E+05	1.30E+03	1.92E+05	-----	-----	9.05E-01	5.71E+00	-----	-----	14.734	2.18E+03
861	500	1500	2.13E+05	1.50E+03	2.13E+05	-----	-----	9.77E-01	5.78E+00	-----	-----	16.611	2.36E+03
775	DPH	60	6.40E+03	6.00E+01	6.40E+03	-----	-----	2.68E-01	4.66E+00	-----	-----	1.840	1.96E+02
775	100	1300	2.03E+05	1.30E+03	2.03E+05	2.58E-03	3.30E-03	1.56E+00	6.24E+00	2.63E-02	3.37E-02	15.705	2.45E+03
775	500	1500	2.26E+05	1.50E+03	2.26E+05	3.14E-03	4.00E-03	1.62E+00	6.29E+00	3.14E-02	4.00E-02	17.618	2.66E+03
679	DPH	60	5.44E+03	6.00E+01	5.44E+03	-----	-----	6.52E-01	5.41E+00	-----	-----	3.020	2.74E+02
679	100	1300	1.52E+05	1.30E+03	1.52E+05	2.83E-03	3.64E-03	1.53E+00	6.23E+00	2.43E-02	3.13E-02	17.836	2.09E+03
679	500	1500	1.78E+05	1.50E+03	1.78E+05	3.27E-03	4.18E-03	1.58E+00	6.26E+00	2.83E-02	3.62E-02	19.853	2.35E+03
473	DPH	60	5.71E+03	6.00E+01	5.71E+03	-----	-----	9.96E-02	3.96E+00	-----	-----	1.581	1.51E+02
473	100	1300	1.71E+05	1.30E+03	1.71E+05	-----	-----	9.72E-01	5.78E+00	-----	-----	15.793	2.07E+03
473	500	1500	1.97E+05	1.50E+03	1.97E+05	-----	-----	1.04E+00	5.84E+00	3.90E-04	5.35E-04	17.745	2.33E+03
467		Bridge											
461	DPH	60	5.55E+03	6.00E+01	5.55E+03	-----	-----	1.05E-01	3.99E+00	-----	-----	1.607	1.49E+02
461	100	1300	1.76E+05	1.30E+03	1.76E+05	1.52E-04	2.07E-04	1.08E+00	5.88E+00	1.43E-03	1.94E-03	16.004	2.17E+03
461	500	1500	2.01E+05	1.50E+03	2.01E+05	5.24E-04	7.02E-04	1.19E+00	5.97E+00	4.87E-03	6.53E-03	18.038	2.41E+03
460	DPH	60	6.01E+03	6.00E+01	6.01E+03	-----	-----	1.09E-01	4.02E+00	-----	-----	1.627	1.63E+02

Secciones	Perfiles	Q Total m ³ /s	Q Tot.*	Q canal m ³ /s	Q* canal m ³ /s	qs (αs) Tm/s	qs MPM Tm/s	τ*/τ _{cr}	αs	qs*(αs)	qs* MPM	qw m ³ /s	qw*
460	100	1300	1.74E+05	1.30E+03	1.74E+05	1.42E-04	1.94E-04	1.08E+00	5.88E+00	1.32E-03	1.80E-03	16.004	2.14E+03
460	500	1500	1.98E+05	1.50E+03	1.98E+05	5.09E-04	6.83E-04	1.18E+00	5.97E+00	4.70E-03	6.30E-03	18.038	2.38E+03
417	DPH	60	1.30E+04	6.00E+01	1.30E+04	-----	-----	2.25E-01	4.53E+00	-----	-----	1.302	2.83E+02
417	100	1300	2.42E+05	1.30E+03	2.42E+05	3.35E-03	4.23E-03	1.70E+00	6.34E+00	3.80E-02	4.79E-02	15.372	2.86E+03
417	500	1500	2.71E+05	1.50E+03	2.71E+05	4.62E-03	5.75E-03	1.85E+00	6.43E+00	5.14E-02	6.40E-02	17.417	3.14E+03
239	DPH	60	8.76E+03	6.00E+01	8.76E+03	-----	-----	1.71E-01	4.33E+00	-----	-----	1.467	2.14E+02
239	100	1300	2.16E+05	1.30E+03	2.16E+05	9.47E-03	1.14E-02	2.30E+00	6.66E+00	1.00E-01	1.21E-01	16.318	2.71E+03
239	500	1500	2.43E+05	1.50E+03	2.43E+05	1.36E-02	1.60E-02	2.61E+00	6.80E+00	1.42E-01	1.67E-01	18.473	2.99E+03
34	DPH	60	1.39E+04	6.00E+01	1.39E+04	-----	-----	9.02E-01	5.70E+00	-----	-----	1.402	3.24E+02
34	100	1300	3.20E+05	1.30E+03	3.20E+05	2.11E-02	2.36E-02	3.48E+00	7.14E+00	2.83E-01	3.18E-01	11.432	2.82E+03
34	500	1500	3.69E+05	1.50E+03	3.69E+05	2.43E-02	2.69E-02	3.70E+00	7.21E+00	3.26E-01	3.61E-01	12.852	3.16E+03

Secciones	Perfiles	Conv. Tot. m ³ /s	El. Min. Ch. m	El. S.W. m	S.W. Crit m	El. G.E. m	H Max. Ch. m	R _h m	H m	H* m	B m	B* m	B/H
			4281.5										
4275	DPH	3.17E+02	28.260	28.600	28.690	28.920	0.340	0.310	0.340	1.32E+01	78.080	3.03E+03	229.647
4275	100	3.39E+04	28.260	32.550	31.160	33.000	4.290	3.310	4.290	1.25E+02	132.250	3.85E+03	30.828
4275	500	4.07E+04	28.260	32.960	31.430	33.430	4.700	3.570	4.700	1.43E+02	137.870	4.18E+03	29.334
4273	DPH	5.28E+02	28.230	28.540	28.630	28.880	0.310	0.300	0.310	2.62E+01	76.160	6.44E+03	245.677
4273	100	2.59E+04	28.230	31.360	31.360	32.720	3.130	2.600	3.130	3.71E+01	95.950	1.14E+03	30.655
4273	500	3.07E+04	28.230	31.670	31.670	33.130	3.440	2.790	3.440	5.14E+01	100.300	1.50E+03	29.157
4255	DPH	2.51E+02	25.950	26.200	26.560	28.010	0.250	0.250	0.250	3.67E+02	39.880	5.86E+04	159.520
4255	100	2.05E+04	25.950	29.130	30.030	32.160	3.180	2.260	3.180	4.70E+04	77.910	1.15E+06	24.500
4255	500	2.48E+04	25.950	29.450	30.360	32.580	3.500	2.540	3.500	5.01E+04	78.800	1.13E+06	22.514
4226	DPH	1.33E+03	23.180	25.820	25.050	25.940	2.640	1.240	2.640	2.78E+01	41.880	4.41E+02	15.864
4226	100	9.21E+03	23.180	28.210	29.180	31.780	5.030	2.510	5.030	1.08E+02	61.400	1.32E+03	12.207
4226	500	2.47E+04	23.180	30.780	29.750	32.020	7.600	3.670	7.600	2.70E+02	87.810	3.12E+03	11.554
4100	DPH	5.30E+02	23.700	24.880	24.880	25.310	1.180	0.850	1.180	2.21E+01	24.040	4.51E+02	20.373
4100	100	1.59E+04	23.700	28.940	28.940	30.560	5.240	2.840	5.240	2.40E+02	88.330	4.04E+03	16.857
4100	500	2.77E+04	23.700	30.520	30.520	31.450	6.820	2.010	6.820	3.36E+03	241.470	1.19E+05	35.406
4028	DPH	9.26E+02	22.410	24.210	23.820	24.370	1.800	0.940	1.800	2.38E+01	35.280	4.66E+02	19.600
4028	100	2.53E+04	22.410	28.730	27.450	29.530	6.320	3.810	6.320	1.18E+02	85.420	1.60E+03	13.516
4028	500	3.17E+04	22.410	29.380	27.810	30.180	6.970	3.620	6.970	2.16E+02	106.710	3.30E+03	15.310
3925	DPH	6.76E+02	22.000	23.480		23.760	1.480	0.890	1.480	2.30E+01	28.500	4.42E+02	19.257
3925	100	2.24E+04	22.000	28.130		29.160	6.130	3.730	6.130	1.92E+02	83.360	2.62E+03	13.599
3925	500	2.45E+04	22.000	28.490		29.750	6.490	3.160	6.490	4.13E+02	109.530	6.98E+03	16.877
3842	DPH	1.23E+03	21.500	23.240	22.760	23.340	1.740	1.020	1.740	2.47E+01	40.870	5.81E+02	23.489
3842	100	1.57E+04	21.500	26.910	26.800	28.590	5.410	3.300	5.410	9.24E+01	66.140	1.13E+03	12.226
3842	500	1.76E+04	21.500	27.190	27.190	29.130	5.690	3.510	5.690	9.78E+01	66.820	1.15E+03	11.743
3725	DPH	7.62E+02	22.000	22.730		22.890	0.730	0.710	0.730	2.00E+01	46.370	1.27E+03	63.521
3725	100	1.55E+04	22.000	26.210	26.210	27.680	4.210	2.640	4.210	1.10E+02	93.360	2.43E+03	22.176
3725	500	1.57E+04	22.000	26.230	26.570	28.180	4.230	2.640	4.230	1.11E+02	93.920	2.46E+03	22.203
3591	DPH	5.94E+02	20.380	21.660	21.590	21.840	1.280	0.530	1.280	1.67E+01	59.530	7.76E+02	46.508
3591	100	1.15E+04	20.380	24.170	24.710	26.260	3.790	2.140	3.790	1.00E+02	96.990	2.57E+03	25.591
3591	500	1.36E+04	20.380	24.450	24.980	26.680	4.070	2.380	4.070	1.03E+02	98.390	2.50E+03	24.174
3423	DPH	7.35E+02	18.580	20.320	20.180	20.450	1.740	0.550	1.740	1.75E+01	68.450	6.87E+02	39.339
3423	100	1.45E+04	18.580	22.950	22.950	24.230	4.370	2.490	4.370	6.16E+01	133.350	1.88E+03	30.515
3423	500	1.67E+04	18.580	23.200	23.230	24.620	4.620	2.710	4.620	6.47E+01	136.880	1.92E+03	29.628
3250	DPH	5.11E+02	18.000	18.580	18.560	18.800	0.580	0.500	0.580	1.64E+01	57.000	1.61E+03	98.276

Secciones	Perfiles	Conv. Tot. m ³ /s	El. Min. Ch. m	El. S.W. m	S.W. Crit m	El. G.E. m	H Max. Ch. m	R _h m	H m	H* m	B m	B* m	B/H
3250	100	2.74E+04	18.000	22.370	21.290	22.850	4.370	3.150	4.370	8.27E+01	159.740	3.02E+03	36.554
3250	500	3.40E+04	18.000	22.860	21.520	23.330	4.860	3.530	4.860	9.00E+01	166.960	3.09E+03	34.354
3162	DPH	8.08E+02	16.890	17.890	17.690	18.040	1.000	0.720	1.000	2.04E+01	47.760	9.74E+02	47.760
3162	100	1.46E+04	16.890	20.800	20.800	22.230	3.910	2.720	3.910	6.88E+01	89.070	1.57E+03	22.780
3162	500	1.64E+04	16.890	21.020	21.020	22.670	4.130	2.910	4.130	7.15E+01	94.100	1.63E+03	22.785
3045	DPH	4.83E+02	15.850	16.520	16.520	16.780	0.670	0.500	0.670	1.65E+01	53.180	1.31E+03	79.373
3045	100	9.25E+03	15.850	18.480	19.040	20.410	2.630	1.640	2.630	7.23E+01	135.250	3.72E+03	51.426
3045	500	1.07E+04	15.850	18.640	19.280	20.780	2.790	1.760	2.790	7.73E+01	138.700	3.84E+03	49.713
2904	DPH	2.95E+02	11.200	12.560	12.980	13.900	1.360	0.830	1.360	2.18E+01	13.650	2.19E+02	10.037
2904	100	1.34E+04	11.200	17.660	17.660	19.300	6.460	2.960	6.460	5.03E+01	139.720	1.09E+03	21.628
2904	500	1.53E+04	11.200	18.130	18.160	19.800	6.930	2.930	6.930	5.02E+01	159.710	1.16E+03	23.046
2725	DPH	4.85E+02	11.000	11.920	11.920	12.170	2.920	0.500	2.920	1.63E+01	134.280	7.48E+02	45.986
2725	100	7.12E+03	11.000	13.450	14.280	16.140	4.440	1.640	4.440	3.38E+01	220.980	1.68E+03	49.770
2725	500	8.35E+03	11.000	13.620	14.560	16.560	4.620	1.800	4.620	3.56E+01	222.070	1.71E+03	48.067
2612	DPH	1.65E+03	9.350	10.840	10.260	10.880	1.490	0.800	1.490	2.18E+01	82.200	1.21E+03	55.168
2612	100	2.78E+04	9.350	14.080	12.760	14.560	4.730	3.200	4.730	7.00E+01	125.400	1.85E+03	26.512
2612	500	3.24E+04	9.350	14.450	13.000	14.970	5.100	3.450	5.100	7.58E+01	128.230	1.91E+03	25.143
2441	DPH	6.25E+02	9.330	10.160	10.070	10.360	0.830	0.610	0.830	1.86E+01	52.570	1.18E+03	63.337
2441	100	3.58E+04	9.330	13.890	12.240	14.170	4.560	3.360	4.560	9.00E+01	169.250	3.34E+03	37.116
2441	500	4.25E+04	9.330	14.280	12.430	14.580	4.960	3.700	4.960	9.72E+01	171.340	3.36E+03	34.544
2249	DPH	1.40E+03	8.070	9.550		9.620	1.480	0.880	1.480	2.28E+01	58.710	9.04E+02	39.669
2249	100	2.66E+04	8.070	13.150		13.740	5.080	3.260	5.080	1.38E+02	120.780	3.28E+03	23.776
2249	500	3.11E+04	8.070	13.520		14.160	5.450	3.540	5.450	1.47E+02	123.530	3.33E+03	22.666
2100	DPH	1.14E+03	8.000	9.210		9.280	1.210	0.680	1.210	1.99E+01	75.300	1.24E+03	62.231
2100	100	2.33E+04	8.000	12.520		13.290	4.520	3.320	4.520	8.80E+01	100.950	1.97E+03	22.334
2100	500	2.65E+04	8.000	12.810		13.680	4.810	3.520	4.810	9.77E+01	103.770	2.11E+03	21.574
2018	DPH	1.23E+03	7.770	8.980	8.580	9.070	1.460	0.880	1.460	2.24E+01	62.440	9.59E+02	42.767
2018	100	1.86E+04	7.770	11.920	11.530	12.910	4.400	2.890	4.400	1.03E+02	106.190	2.50E+03	24.134
2018	500	2.08E+04	7.770	12.150	11.800	13.280	4.630	3.080	4.630	1.09E+02	107.450	2.52E+03	23.207
1811	DPH	4.78E+02	7.000	7.780	7.780	8.000	0.780	0.440	0.780	1.52E+01	75.910	1.48E+03	97.321
1811	100	1.55E+04	7.000	10.460	10.310	11.640	3.460	2.700	3.460	6.62E+01	101.650	1.95E+03	29.379
1811	500	1.87E+04	7.000	10.800	10.580	12.050	3.800	2.970	3.800	7.39E+01	104.040	2.02E+03	27.379
1700	DPH	1.43E+03	6.000	7.200	6.610	7.240	1.200	0.680	1.200	1.99E+01	93.290	1.55E+03	77.742
1700	100	2.80E+04	6.000	10.430	9.150	10.870	4.430	3.250	4.430	5.97E+01	318.400	4.29E+03	71.874

Secciones	Perfiles	Conv. Tot. m ³ /s	El. Min. Ch. m	El. S.W. m	S.W. Crit m	El. G.E. m	H Max. Ch. m	R _h m	H m	H* m	B m	B* m	B/H
1700	500	3.34E+04	6.000	10.810	9.390	11.290	4.810	3.580	4.810	6.41E+01	323.580	4.31E+03	67.272
1450	DPH	6.77E+02	5.040	6.310		6.420	1.270	0.430	1.270	1.47E+01	98.150	1.14E+03	77.283
1450	100	3.19E+04	5.040	9.970		10.390	4.930	3.550	4.930	7.68E+01	129.230	2.01E+03	26.213
1450	500	3.74E+04	5.040	10.380		10.830	5.340	3.580	5.340	1.05E+02	142.980	2.80E+03	26.775
1325	DPH	7.03E+02	3.970	5.250	5.100	5.440	1.280	0.710	1.280	2.00E+01	43.380	6.76E+02	33.891
1325	100	1.41E+04	3.970	8.240	8.240	9.680	4.270	2.780	4.270	5.28E+01	86.290	1.07E+03	20.208
1325	500	1.65E+04	3.970	8.540	8.540	10.110	4.570	3.020	4.570	5.76E+01	87.790	1.11E+03	19.210
1175	DPH	7.19E+02	3.380	4.230		4.340	0.850	0.500	0.850	1.68E+01	78.900	1.56E+03	92.824
1175	100	2.01E+04	3.380	7.420	6.710	8.350	4.040	3.400	4.040	6.17E+01	87.740	1.34E+03	21.718
1175	500	2.32E+04	3.380	7.740	7.010	8.780	4.360	3.660	4.360	6.81E+01	88.640	1.38E+03	20.330
1084	DPH	1.91E+03	2.220	4.080		4.110	1.860	0.770	1.860	2.07E+01	101.850	1.13E+03	54.758
1084	100	3.00E+04	2.220	7.410		7.860	5.190	3.760	5.190	6.06E+01	111.170	1.30E+03	21.420
1084	500	3.43E+04	2.220	7.750		8.270	5.530	4.050	5.530	6.43E+01	112.260	1.30E+03	20.300
975	DPH	8.08E+02	2.070	3.800	3.640	3.880	1.730	0.460	1.730	1.55E+01	104.290	9.37E+02	60.283
975	100	2.70E+04	2.070	7.110	5.840	7.620	5.040	3.490	5.040	5.70E+01	115.070	1.30E+03	22.831
975	500	3.12E+04	2.070	7.460	6.090	8.020	5.390	3.780	5.390	6.07E+01	116.440	1.31E+03	21.603
861	DPH	2.92E+03	1.650	3.720	3.030	3.730	2.070	0.960	2.070	2.36E+01	106.770	1.22E+03	51.580
861	100	3.29E+04	1.650	6.950	5.210	7.350	5.300	3.860	5.300	6.17E+01	134.160	1.56E+03	25.313
861	500	3.76E+04	1.650	7.300	5.460	7.740	5.650	4.150	5.650	6.48E+01	135.840	1.56E+03	24.042
775	DPH	9.37E+02	1.970	3.570	3.380	3.630	1.600	0.500	1.600	1.64E+01	104.990	1.07E+03	65.619
775	100	2.30E+04	1.970	6.470	5.560	7.090	4.500	3.180	4.500	5.35E+01	145.640	1.73E+03	32.364
775	500	2.70E+04	1.970	6.810	5.800	7.490	4.840	3.480	4.840	5.68E+01	152.360	1.79E+03	31.479
679	DPH	5.65E+02	1.170	2.820	2.770	2.990	1.650	0.470	1.650	1.58E+01	68.230	6.53E+02	41.352
679	100	2.16E+04	1.170	6.070	5.250	6.750	4.900	3.080	4.900	5.20E+01	112.710	1.20E+03	23.002
679	500	2.58E+04	1.170	6.450	5.510	7.170	5.280	3.390	5.280	5.63E+01	136.260	1.45E+03	25.807
473	DPH	1.83E+03	0.290	2.370	1.930	2.400	2.080	0.730	2.080	2.03E+01	105.790	1.03E+03	50.861
473	100	3.06E+04	0.290	5.680	4.110	6.120	5.390	3.750	5.390	5.99E+01	114.610	1.27E+03	21.263
473	500	3.57E+04	0.290	6.070	4.360	6.550	5.780	4.090	5.780	6.42E+01	115.620	1.28E+03	20.003
467													
461	DPH	1.75E+03	0.290	2.350		2.380	2.060	0.710	2.060	1.99E+01	105.720	1.02E+03	51.320
461	100	2.86E+04	0.290	5.520		6.000	5.230	3.610	5.230	5.88E+01	114.200	1.28E+03	21.836
461	500	3.26E+04	0.290	5.840		6.380	5.550	3.890	5.550	6.21E+01	115.020	1.29E+03	20.724
460	DPH	1.74E+03	0.290	2.350	1.940	2.380	2.060	0.710	2.060	2.05E+01	105.720	1.05E+03	51.320

Secciones	Perfiles	Conv. Tot. m ³ /s	El. Min. Ch. m	El. S.W. m	S.W. Crit m	El. G.E. m	H Max. Ch. m	R _h m	H m	H* m	B m	B*	B/H
460	100	2.86E+04	0.290	5.520	4.110	5.990	5.230	3.610	5.230	5.85E+01	114.190	1.28E+03	21.834
460	500	3.26E+04	0.290	5.840	4.360	6.380	5.550	3.890	5.550	6.17E+01	115.020	1.28E+03	20.724
417	DPH	1.34E+03	0.900	2.270	1.960	2.320	1.370	0.640	1.370	1.86E+01	97.960	1.33E+03	71.504
417	100	2.33E+04	0.900	5.230	4.230	5.870	4.330	3.320	4.330	5.53E+01	133.970	1.71E+03	30.940
417	500	2.66E+04	0.900	5.520	4.490	6.250	4.620	3.580	4.620	5.83E+01	142.440	1.80E+03	30.831
239	DPH	1.43E+03	0.310	1.940	1.610	1.980	1.630	0.650	1.630	1.89E+01	102.180	1.18E+03	62.687
239	100	1.80E+04	0.310	4.290	3.820	5.150	3.980	2.810	3.980	4.86E+01	151.080	1.84E+03	37.960
239	500	2.00E+04	0.310	4.480	4.080	5.490	4.170	2.980	4.170	5.04E+01	152.430	1.84E+03	36.554
34	DPH	4.39E+02	0.130	0.990	0.990	1.120	0.860	0.270	0.860	1.20E+01	150.410	2.09E+03	174.895
34	100	1.32E+04	0.130	2.740	2.740	3.720	2.610	1.950	2.610	3.73E+01	192.890	2.76E+03	73.904
34	500	1.55E+04	0.130	2.930	2.930	4.010	2.800	2.130	2.800	4.00E+01	194.470	2.78E+03	69.454

Secciones	Perfiles	S	S	U Ch. m/s	U Tot. m/s	U* m/s	w _s (m/s)	Flow Area m ²	Per. Moj. m	Fr. Ch.	Fr Ch (cal)	Re	Re part
					4281.5								
4275	DPH	3.58E-02	0.451	2.500	2.510	0.330	0.598	23.900	73.710	1.420	1.375	8.53E+05	1.54E+04
4275	100	1.46E-03	0.082	2.870	2.950	0.217	1.061	439.410	73.710	0.440	0.455	1.27E+07	3.65E+04
4275	500	1.36E-03	0.076	2.950	3.030	0.218	0.977	494.860	73.710	0.430	0.446	1.42E+07	3.22E+04
4273	DPH	1.29E-02	0.370	1.810	2.580	0.195	0.125	23.280	0.570	1.480	1.480	8.00E+05	1.48E+03
4273	100	2.51E-03	0.135	2.570	5.080	0.253	6.382	254.720	17.580	0.930	0.917	1.59E+07	5.38E+05
4273	500	2.40E-03	0.130	2.810	5.250	0.256	4.018	285.670	21.560	0.940	0.904	1.81E+07	2.69E+05
4255	DPH	5.74E-02	0.469	5.960	5.960	0.375	0.000	10.070	40.130	3.780	3.808	1.49E+06	2.83E-01
4255	100	3.98E-03	0.198	8.320	6.980	0.297	0.000	185.510	41.370	1.490	1.250	2.22E+07	2.79E-04
4255	500	3.66E-03	0.186	8.510	7.120	0.302	0.000	210.730	41.370	1.450	1.216	2.49E+07	3.06E-04
4226	DPH	2.05E-03	0.112	1.490	1.490	0.158	8.101	40.300	32.630	0.410	0.293	3.93E+06	7.69E+05
4226	100	1.98E-02	0.413	8.950	7.830	0.697	1.954	165.440	34.540	1.490	1.115	3.94E+07	9.11E+04
4226	500	3.69E-03	0.187	5.510	4.370	0.364	0.712	342.940	34.540	0.700	0.506	3.32E+07	2.01E+04
4100	DPH	1.28E-02	0.370	2.900	2.900	0.327	2.552	20.660	24.290	1.000	0.853	3.42E+06	1.36E+05
4100	100	6.67E-03	0.279	6.390	4.970	0.431	0.430	260.820	30.990	0.950	0.694	2.60E+07	9.41E+03
4100	500	2.93E-03	0.155	5.150	3.040	0.240	0.004	493.630	30.990	0.660	0.372	2.07E+07	7.51E+00
4028	DPH	4.20E-03	0.206	1.780	1.780	0.197	5.145	33.790	35.970	0.580	0.424	3.20E+06	3.89E+05
4028	100	2.63E-03	0.141	4.090	3.800	0.313	2.572	341.110	63.280	0.590	0.483	2.40E+07	1.38E+05
4028	500	2.25E-03	0.122	4.110	3.730	0.282	0.939	402.110	63.280	0.560	0.451	2.60E+07	3.04E+04
3925	DPH	7.88E-03	0.305	2.350	2.350	0.262	3.736	25.550	28.690	0.790	0.617	3.48E+06	2.41E+05
3925	100	3.33E-03	0.172	4.980	4.090	0.349	0.912	316.300	36.930	0.690	0.528	2.51E+07	2.91E+04
3925	500	3.74E-03	0.189	5.510	4.280	0.340	0.222	350.500	36.930	0.740	0.537	2.78E+07	3.48E+03
3842	DPH	2.38E-03	0.129	1.410	1.410	0.154	4.450	42.620	41.930	0.440	0.341	2.45E+06	3.13E+05
3842	100	6.81E-03	0.282	5.840	5.550	0.469	3.080	233.500	54.310	0.920	0.762	3.00E+07	1.80E+05
3842	500	7.28E-03	0.293	6.300	5.960	0.501	3.042	251.700	54.310	0.960	0.798	3.39E+07	1.77E+05
3725	DPH	6.21E-03	0.268	1.790	1.790	0.208	1.202	33.480	47.120	0.670	0.669	1.31E+06	4.40E+04
3725	100	6.96E-03	0.285	5.460	5.150	0.424	1.326	251.640	66.160	0.920	0.802	2.17E+07	5.09E+04
3725	500	9.16E-03	0.326	6.280	5.920	0.487	1.307	253.370	66.160	1.060	0.919	2.50E+07	4.98E+04
3591	DPH	1.02E-02	0.341	1.880	1.880	0.230	5.285	31.830	60.310	0.820	0.531	2.41E+06	4.05E+05
3591	100	1.27E-02	0.369	6.540	6.030	0.517	1.280	214.820	65.230	1.210	0.989	2.29E+07	4.83E+04
3591	500	1.22E-02	0.364	6.800	6.200	0.534	1.389	242.030	65.230	1.200	0.982	2.52E+07	5.46E+04
3423	DPH	6.67E-03	0.279	1.570	1.570	0.190	8.909	38.180	69.090	0.670	0.380	2.73E+06	8.87E+05
3423	100	8.03E-03	0.307	5.060	4.900	0.443	4.524	264.380	90.040	0.960	0.749	2.14E+07	3.21E+05
3423	500	8.07E-03	0.308	5.350	5.160	0.463	4.581	290.700	90.630	0.980	0.767	2.38E+07	3.27E+05
3250	DPH	1.38E-02	0.378	2.110	2.110	0.260	1.127	28.450	57.050	0.950	0.885	1.22E+06	3.99E+04

Secciones	Perfiles	S	S	U Ch.	U Tot.	U*	w _s	Flow Area	Per. Moj.	Fr. Ch.	Fr Ch (cal)	Re	Re part
3250	100	2.23E-03	0.121	3.190	2.930	0.262	2.506	442.500	96.790	0.530	0.448	1.28E+07	1.32E+05
3250	500	1.94E-03	0.107	3.210	2.940	0.259	2.622	510.680	97.960	0.510	0.426	1.43E+07	1.42E+05
3162	DPH	5.52E-03	0.249	1.710	1.710	0.197	2.162	35.060	48.410	0.640	0.546	1.71E+06	1.06E+05
3162	100	7.83E-03	0.304	5.350	5.140	0.457	2.897	251.820	76.180	0.960	0.830	2.01E+07	1.65E+05
3162	500	8.38E-03	0.314	5.770	5.530	0.489	2.993	271.070	76.400	1.000	0.869	2.28E+07	1.73E+05
3045	DPH	1.54E-02	0.390	2.240	2.240	0.275	1.477	26.760	53.350	1.010	0.874	1.50E+06	5.99E+04
3045	100	1.96E-02	0.412	6.640	5.750	0.561	1.190	225.250	71.770	1.440	1.133	1.51E+07	4.33E+04
3045	500	1.98E-02	0.413	7.010	6.040	0.584	1.170	248.210	71.770	1.470	1.155	1.69E+07	4.22E+04
2904	DPH	4.13E-02	0.457	5.120	5.120	0.579	3.492	11.720	14.140	1.760	1.402	6.96E+06	2.18E+05
2904	100	9.32E-03	0.329	5.680	5.680	0.520	14.829	227.960	77.130	1.000	0.714	3.67E+07	1.91E+06
2904	500	9.56E-03	0.332	5.720	5.720	0.524	17.124	262.020	89.290	1.020	0.694	3.96E+07	2.36E+06
2725	DPH	1.53E-02	0.389	2.220	2.220	0.274	28.932	27.030	54.330	1.000	0.415	6.48E+06	5.19E+06
2725	100	3.33E-02	0.447	7.270	7.270	0.732	15.470	178.870	108.750	1.790	1.102	3.23E+07	2.03E+06
2725	500	3.23E-02	0.446	7.590	7.590	0.754	15.118	197.540	109.750	1.780	1.128	3.51E+07	1.96E+06
2612	DPH	1.32E-03	0.074	0.900	0.900	0.102	4.178	66.830	81.870	0.320	0.236	1.34E+06	2.85E+05
2612	100	2.19E-03	0.120	3.080	3.000	0.262	4.105	433.630	117.440	0.510	0.441	1.42E+07	2.78E+05
2612	500	2.15E-03	0.117	3.220	3.120	0.269	4.063	480.260	118.910	0.510	0.441	1.59E+07	2.73E+05
2441	DPH	9.22E-03	0.327	1.980	1.980	0.235	1.793	30.350	49.600	0.800	0.694	1.64E+06	8.01E+04
2441	100	1.32E-03	0.074	2.580	2.250	0.208	2.305	578.280	78.140	0.410	0.337	1.03E+07	1.17E+05
2441	500	1.24E-03	0.070	2.670	2.330	0.212	2.340	645.080	78.140	0.410	0.334	1.16E+07	1.19E+05
2249	DPH	1.85E-03	0.102	1.130	1.130	0.126	3.787	53.070	60.150	0.380	0.297	1.67E+06	2.46E+05
2249	100	2.38E-03	0.129	3.710	3.170	0.276	1.217	410.160	62.380	0.560	0.449	1.61E+07	4.48E+04
2249	500	2.33E-03	0.127	3.870	3.290	0.284	1.238	455.330	62.380	0.560	0.450	1.79E+07	4.59E+04
2100	DPH	2.77E-03	0.147	1.170	1.170	0.136	3.321	51.460	75.430	0.450	0.340	1.42E+06	2.02E+05
2100	100	3.11E-03	0.162	3.920	3.790	0.318	2.370	342.650	84.430	0.640	0.569	1.71E+07	1.22E+05
2100	500	3.21E-03	0.167	4.190	4.020	0.333	2.179	372.720	84.430	0.650	0.586	1.93E+07	1.07E+05
2018	DPH	2.40E-03	0.130	1.280	1.280	0.144	3.805	46.810	53.340	0.440	0.338	1.87E+06	2.48E+05
2018	100	4.90E-03	0.230	4.740	4.120	0.372	1.627	315.510	59.060	0.790	0.627	1.81E+07	6.92E+04
2018	500	5.20E-03	0.239	5.090	4.410	0.396	1.631	340.110	59.060	0.820	0.655	2.04E+07	6.95E+04
1811	DPH	1.58E-02	0.392	2.070	2.070	0.261	2.353	28.940	65.860	1.000	0.749	1.61E+06	1.20E+05
1811	100	7.03E-03	0.287	5.010	4.680	0.431	2.452	277.590	74.170	0.920	0.804	1.62E+07	1.28E+05
1811	500	6.45E-03	0.274	5.150	4.790	0.433	2.373	312.860	74.170	0.890	0.785	1.82E+07	1.22E+05
1700	DPH	1.75E-03	0.097	0.930	0.930	0.108	3.273	64.700	94.790	0.360	0.271	1.12E+06	1.98E+05
1700	100	2.15E-03	0.117	2.970	2.950	0.262	4.950	440.970	130.280	0.510	0.448	1.31E+07	3.67E+05

Secciones	Perfiles	S	S	U Ch. m/s	U Tot. m/s	U* m/s	w _s (m/s)	Flow Area m ²	Per. Moj. m	Fr. Ch.	Fr Ch (cal)	Re	Re part
1700	500	2.02E-03	0.111	3.070	3.050	0.266	5.066	492.530	131.750	0.510	0.444	1.47E+07	3.80E+05
1450	DPH	7.87E-03	0.304	1.430	1.430	0.182	6.682	41.870	98.440	0.700	0.405	1.82E+06	5.76E+05
1450	100	1.66E-03	0.092	2.880	2.790	0.240	3.698	466.110	111.860	0.460	0.401	1.38E+07	2.37E+05
1450	500	1.61E-03	0.090	3.030	2.890	0.238	2.346	519.600	111.860	0.460	0.399	1.54E+07	1.20E+05
1325	DPH	7.29E-03	0.293	1.940	1.940	0.225	3.694	30.980	43.780	0.730	0.548	2.48E+06	2.37E+05
1325	100	8.55E-03	0.317	5.330	5.290	0.483	5.885	245.850	84.440	0.990	0.818	2.26E+07	4.76E+05
1325	500	8.27E-03	0.312	5.570	5.510	0.495	5.663	272.220	85.200	0.990	0.823	2.52E+07	4.50E+05
1175	DPH	6.96E-03	0.285	1.510	1.510	0.185	2.308	39.810	79.120	0.680	0.523	1.28E+06	1.17E+05
1175	100	4.18E-03	0.205	4.270	4.250	0.373	3.846	306.070	86.290	0.720	0.675	1.72E+07	2.52E+05
1175	500	4.17E-03	0.205	4.520	4.490	0.387	3.680	334.390	86.290	0.730	0.687	1.96E+07	2.36E+05
1084	DPH	9.84E-04	0.056	0.750	0.750	0.086	7.262	79.810	103.840	0.270	0.176	1.40E+06	6.53E+05
1084	100	1.88E-03	0.104	3.000	3.000	0.263	6.582	433.650	115.300	0.480	0.421	1.56E+07	5.63E+05
1084	500	1.91E-03	0.106	3.180	3.180	0.276	6.651	472.270	116.590	0.490	0.432	1.76E+07	5.72E+05
975	DPH	5.52E-03	0.249	1.260	1.260	0.158	11.136	47.740	104.770	0.590	0.306	2.18E+06	1.24E+06
975	100	2.33E-03	0.126	3.170	3.170	0.282	7.015	409.950	117.440	0.540	0.451	1.60E+07	6.20E+05
975	500	2.31E-03	0.125	3.330	3.330	0.292	7.077	450.320	119.000	0.540	0.458	1.79E+07	6.28E+05
861	DPH	4.23E-04	0.024	0.570	0.570	0.063	6.897	104.690	108.610	0.180	0.127	1.18E+06	6.04E+05
861	100	1.56E-03	0.087	2.780	2.780	0.243	6.624	468.230	121.420	0.440	0.386	1.47E+07	5.69E+05
861	500	1.59E-03	0.089	2.940	2.940	0.254	6.832	509.630	122.790	0.450	0.395	1.66E+07	5.96E+05
775	DPH	4.10E-03	0.202	1.150	1.150	0.142	8.596	52.370	105.640	0.520	0.290	1.84E+06	8.41E+05
775	100	3.18E-03	0.166	3.490	3.490	0.315	6.346	372.760	117.120	0.620	0.526	1.57E+07	5.33E+05
775	500	3.08E-03	0.161	3.640	3.640	0.324	6.520	412.180	118.570	0.620	0.529	1.76E+07	5.55E+05
679	DPH	1.13E-02	0.354	1.830	1.830	0.228	9.795	32.810	70.090	0.840	0.455	3.02E+06	1.02E+06
679	100	3.62E-03	0.184	3.640	3.640	0.331	7.982	357.060	115.920	0.650	0.525	1.78E+07	7.52E+05
679	500	3.39E-03	0.174	3.760	3.760	0.336	7.907	399.270	117.610	0.640	0.523	1.99E+07	7.42E+05
473	DPH	1.08E-03	0.061	0.760	0.760	0.088	9.418	78.680	107.240	0.280	0.168	1.58E+06	9.64E+05
473	100	1.81E-03	0.100	2.930	2.930	0.258	7.280	443.300	118.280	0.480	0.403	1.58E+07	6.55E+05
473	500	1.77E-03	0.098	3.070	3.070	0.266	7.277	488.650	119.560	0.480	0.408	1.77E+07	6.55E+05
467													
461	DPH	1.18E-03	0.067	0.780	0.780	0.091	9.644	76.500	107.170	0.290	0.174	1.61E+06	9.99E+05
461	100	2.07E-03	0.113	3.060	3.060	0.270	7.104	425.240	117.760	0.510	0.427	1.60E+07	6.32E+05
461	500	2.11E-03	0.116	3.250	3.250	0.284	7.180	461.890	118.810	0.520	0.441	1.80E+07	6.42E+05
460	DPH	1.19E-03	0.067	0.790	0.790	0.091	9.039	76.350	107.170	0.300	0.176	1.63E+06	9.07E+05

Secciones	Perfiles	S	S	U Ch. m/s	U Tot. m/s	U* m/s	w _s (m/s)	Flow Area m ²	Per. Moj. m	Fr. Ch.	Fr Ch (cal)	Re	Re part
460	100	2.07E-03	0.114	3.060	3.060	0.271	7.182	424.910	117.750	0.510	0.427	1.60E+07	6.42E+05
460	500	2.12E-03	0.116	3.250	3.250	0.284	7.258	461.540	118.800	0.520	0.441	1.80E+07	6.52E+05
417	DPH	2.02E-03	0.111	0.950	0.950	0.113	4.865	63.200	99.430	0.380	0.259	1.30E+06	3.58E+05
417	100	3.11E-03	0.162	3.550	3.550	0.318	5.516	366.370	110.230	0.610	0.545	1.54E+07	4.32E+05
417	500	3.18E-03	0.165	3.770	3.770	0.334	5.649	397.900	111.100	0.630	0.560	1.74E+07	4.48E+05
239	DPH	1.77E-03	0.098	0.900	0.900	0.106	6.692	66.770	103.320	0.350	0.225	1.47E+06	5.78E+05
239	100	5.20E-03	0.239	4.100	4.100	0.378	6.036	317.030	112.880	0.770	0.656	1.63E+07	4.95E+05
239	500	5.63E-03	0.252	4.430	4.430	0.405	6.154	338.280	113.660	0.810	0.693	1.85E+07	5.09E+05
34	DPH	1.87E-02	0.408	1.630	1.630	0.222	4.637	36.880	137.010	1.000	0.561	1.40E+06	3.33E+05
34	100	9.69E-03	0.334	4.380	4.380	0.430	4.400	296.580	152.470	1.000	0.866	1.14E+07	3.08E+05
34	500	9.42E-03	0.330	4.590	4.590	0.443	4.406	326.630	153.270	1.000	0.876	1.29E+07	3.09E+05

Secciones	Perfiles	τ_0 Ch	τ_0 Tot.	τ^*	Cf	Cz	d m	#	ω Ch (N/ms)	ω Tot. (N/ms)	W J/s	ω (cal) (N/ms)	Ks m
							4281.5						
4275	DPH	110.610	107.510	2.65E-01	0.018	7.517	3.64E-05	4.53E+00	276.820	269.950	2.11E+04	269.939	28.828
4275	100	60.980	47.280	1.10E-01	0.007	11.622	5.52E-05	1.22E+01	174.970	139.330	1.85E+04	139.913	33.842
4275	500	62.340	47.610	1.17E-01	0.007	11.815	5.50E-05	1.12E+01	183.650	144.330	2.00E+04	144.900	34.258
4273	DPH	16.330	38.550	8.55E-02	0.005	14.164	6.16E-05	1.61E+00	29.600	99.340	7.58E+03	99.526	35.573
4273	100	18.310	64.020	1.34E-02	0.003	18.993	4.75E-05	6.31E+01	47.090	325.480	3.18E+04	331.725	27.141
4273	500	20.700	65.550	1.91E-02	0.003	19.531	4.69E-05	3.93E+01	58.230	344.200	3.52E+04	351.012	28.972
4255	DPH	141.220	140.340	1.28E+01	0.004	15.860	3.20E-05	2.77E-03	841.220	835.960	3.37E+04	845.995	62.697
4255	100	119.620	88.380	1.09E+02	0.002	24.056	4.04E-05	3.47E-05	995.170	616.970	5.05E+04	648.314	76.579
4255	500	121.200	91.150	1.07E+02	0.002	24.444	3.97E-05	3.62E-05	1031.340	648.810	5.38E+04	683.140	75.541
4226	DPH	24.820	24.820	1.62E-02	0.011	9.458	7.60E-05	1.28E+02	36.950	36.950	1.20E+03	28.768	28.519
4226	100	645.090	487.110	8.55E-01	0.008	11.143	1.72E-05	7.00E+00	5775.660	3812.970	2.51E+05	4087.784	34.458
4226	500	204.710	132.760	4.50E-01	0.007	12.178	3.29E-05	4.89E+00	1128.000	580.660	5.42E+04	617.731	38.124
4100	DPH	106.960	106.960	1.24E-01	0.013	8.867	3.67E-05	1.95E+01	310.650	310.650	7.54E+03	313.641	28.540
4100	100	296.660	185.820	8.39E-01	0.007	11.732	2.78E-05	2.49E+00	1896.490	922.620	8.47E+04	958.901	39.003
4100	500	174.800	57.890	5.33E+00	0.007	12.318	4.99E-05	3.85E-02	900.840	175.900	4.31E+04	178.492	59.717
4028	DPH	38.670	38.670	3.16E-02	0.012	9.052	6.10E-05	6.54E+01	68.650	68.650	2.47E+03	69.950	28.633
4028	100	120.210	98.180	1.39E-01	0.007	11.796	3.83E-05	2.05E+01	491.540	372.720	3.33E+04	390.298	32.712
4028	500	116.540	79.790	2.23E-01	0.007	12.039	4.25E-05	8.32E+00	479.170	297.650	3.30E+04	309.263	36.793
3925	DPH	68.840	68.840	6.60E-02	0.012	8.957	4.58E-05	3.56E+01	161.640	161.640	4.63E+03	162.597	28.610
3925	100	171.220	121.710	3.32E-01	0.007	12.035	3.44E-05	6.54E+00	852.100	498.300	4.22E+04	506.666	35.892
3925	500	205.600	115.760	8.10E-01	0.007	12.152	3.53E-05	1.63E+00	1133.620	495.390	5.50E+04	501.945	41.840
3842	DPH	23.680	23.680	2.08E-02	0.012	9.163	7.79E-05	7.22E+01	33.340	33.340	1.40E+03	34.184	28.547
3842	100	260.190	220.400	2.75E-01	0.008	11.449	2.56E-05	1.64E+01	1519.000	1222.320	8.64E+04	1306.517	31.930
3842	500	296.730	250.830	3.15E-01	0.007	11.565	2.40E-05	1.52E+01	1869.900	1494.810	1.07E+05	1602.216	31.963
3725	DPH	43.240	43.240	7.31E-02	0.013	8.608	5.77E-05	1.45E+01	77.490	77.490	3.65E+03	78.696	28.550
3725	100	236.350	179.960	3.80E-01	0.008	11.231	2.83E-05	7.82E+00	1289.640	926.100	8.83E+04	945.436	34.275
3725	500	312.810	237.160	5.07E-01	0.008	11.228	2.47E-05	6.71E+00	1965.240	1404.040	1.35E+05	1433.375	34.355
3591	DPH	52.810	52.810	4.26E-02	0.015	8.181	5.21E-05	5.74E+01	99.540	99.540	6.00E+03	100.779	28.419
3591	100	360.850	267.860	5.91E-01	0.008	10.887	2.32E-05	6.19E+00	2360.150	1614.740	1.62E+05	1666.749	34.894
3591	500	378.890	284.990	5.96E-01	0.008	11.047	2.25E-05	6.50E+00	2577.300	1766.240	1.80E+05	1828.125	34.486
3423	DPH	36.140	36.140	2.24E-02	0.015	8.259	6.33E-05	1.17E+02	56.790	56.790	3.92E+03	57.280	28.641
3423	100	218.750	196.190	1.91E-01	0.009	10.819	2.71E-05	2.55E+01	1106.750	961.000	1.02E+05	764.220	30.737
3423	500	237.960	214.230	2.06E-01	0.008	10.967	2.59E-05	2.47E+01	1272.330	1105.410	1.19E+05	866.986	30.633
3250	DPH	67.400	67.400	1.18E-01	0.015	8.127	4.62E-05	1.08E+01	142.150	142.150	8.10E+03	142.172	28.531

Secciones	Perfiles	τ_0 Ch	τ_0 Tot.	τ^*	Cf	Cz	d	#	ω Ch (N/ms)	ω Tot. (N/ms)	W J/s	ω (cal) (N/ms)	Ks m
3250	100	79.330	68.740	9.29E-02	0.008	11.326	4.58E-05	2.39E+01	252.790	201.180	2.83E+04	176.851	31.465
3250	500	77.510	67.190	8.87E-02	0.008	11.530	4.63E-05	2.53E+01	248.740	197.360	2.86E+04	171.160	31.403
3162	DPH	39.180	39.180	4.94E-02	0.013	8.639	6.08E-05	2.74E+01	67.050	67.050	3.24E+03	67.923	28.659
3162	100	236.520	208.840	2.58E-01	0.008	11.001	2.63E-05	1.59E+01	1265.910	1073.970	9.94E+04	1115.788	31.026
3162	500	269.360	239.270	2.89E-01	0.008	11.118	2.46E-05	1.53E+01	1554.610	1324.050	1.23E+05	1308.472	30.931
3045	DPH	76.000	76.000	1.16E-01	0.015	8.125	4.36E-05	1.34E+01	170.380	170.380	9.08E+03	170.805	28.609
3045	100	411.300	314.350	6.99E-01	0.009	10.354	2.14E-05	5.30E+00	2731.960	1807.200	2.49E+05	1839.139	34.104
3045	500	447.450	340.900	7.67E-01	0.009	10.480	2.05E-05	5.01E+00	3138.800	2060.190	2.91E+05	2097.214	34.186
2904	DPH	335.400	335.400	3.33E-01	0.013	8.841	2.07E-05	1.51E+01	1717.580	1717.580	2.43E+04	1778.086	28.534
2904	100	270.130	270.130	1.30E-01	0.008	10.929	2.31E-05	7.13E+01	1534.570	1534.570	1.18E+05	846.551	28.539
2904	500	275.000	275.000	1.23E-01	0.008	10.908	2.29E-05	8.17E+01	1574.350	1574.350	1.40E+05	879.552	28.577
2725	DPH	74.720	74.720	2.57E-02	0.015	8.121	4.38E-05	2.64E+02	165.890	165.890	9.01E+03	67.072	28.474
2725	100	537.540	537.540	2.53E-01	0.010	9.916	1.64E-05	5.28E+01	3906.700	3906.700	4.25E+05	1921.320	28.636
2725	500	569.410	569.410	2.71E-01	0.010	10.058	1.59E-05	5.01E+01	4323.680	4323.680	4.74E+05	2135.329	28.559
2612	DPH	10.490	10.310	9.51E-03	0.013	8.787	1.18E-04	1.03E+02	9.460	9.260	7.77E+02	9.457	28.723
2612	100	75.150	68.750	6.87E-02	0.008	11.235	4.58E-05	3.92E+01	231.580	206.110	2.79E+04	222.594	30.301
2612	500	79.960	72.610	7.35E-02	0.008	11.387	4.45E-05	3.77E+01	257.660	226.770	3.16E+04	246.127	30.436
2441	DPH	55.300	55.300	7.66E-02	0.014	8.420	5.11E-05	1.91E+01	109.330	109.330	5.42E+03	103.093	28.674
2441	100	50.820	43.450	6.20E-02	0.008	11.445	5.76E-05	2.77E+01	131.290	97.670	1.68E+04	99.285	31.667
2441	500	52.670	45.110	6.38E-02	0.007	11.634	5.65E-05	2.75E+01	140.730	104.890	1.83E+04	106.728	31.645
2249	DPH	16.010	16.010	1.52E-02	0.013	8.931	9.50E-05	7.50E+01	18.100	18.100	1.09E+03	18.528	28.609
2249	100	101.470	76.270	1.71E-01	0.007	11.647	4.35E-05	1.10E+01	376.670	241.750	3.03E+04	251.256	34.575
2249	500	107.590	80.950	1.79E-01	0.007	11.798	4.22E-05	1.09E+01	416.780	266.660	3.43E+04	277.626	34.495
2100	DPH	18.550	18.550	1.89E-02	0.014	8.590	8.83E-05	6.11E+01	21.630	21.630	1.63E+03	21.654	28.732
2100	100	117.750	101.390	1.42E-01	0.008	11.424	3.77E-05	1.86E+01	461.720	384.690	3.96E+04	392.485	31.585
2100	500	130.920	110.870	1.64E-01	0.007	11.580	3.60E-05	1.64E+01	547.930	446.200	4.72E+04	455.293	31.940
2018	DPH	20.610	20.610	1.96E-02	0.013	8.916	8.35E-05	6.62E+01	26.420	26.420	1.41E+03	22.554	28.482
2018	100	175.570	138.800	2.55E-01	0.008	11.312	3.22E-05	1.09E+01	833.090	571.900	6.24E+04	587.631	33.381
2018	500	197.940	156.870	2.87E-01	0.008	11.441	3.03E-05	1.03E+01	1007.310	691.830	7.64E+04	711.127	33.350
1811	DPH	67.920	67.920	8.21E-02	0.016	7.943	4.60E-05	2.26E+01	140.820	140.820	9.27E+03	122.093	28.501
1811	100	208.370	186.160	2.47E-01	0.008	10.975	2.78E-05	1.42E+01	1043.430	871.820	8.96E+04	881.585	30.808
1811	500	212.650	187.790	2.56E-01	0.008	11.168	2.77E-05	1.37E+01	1095.140	900.360	9.48E+04	911.050	31.040
1700	DPH	11.730	11.730	1.20E-02	0.014	8.587	1.11E-04	7.57E+01	10.880	10.880	1.03E+03	11.049	28.725
1700	100	70.650	68.430	5.89E-02	0.008	11.174	4.59E-05	4.73E+01	209.620	201.720	2.74E+04	85.987	29.200

Secciones	Perfiles	τ_0 Ch	τ_0 Tot.	τ^*	Cf	Cz	d	#	ω Ch (N/ms)	ω Tot. (N/ms)	W J/s	ω (cal) (N/ms)	Ks m
1700	500	73.200	70.920	6.03E-02	0.008	11.347	4.51E-05	4.76E+01	224.650	215.970	2.97E+04	91.813	29.181
1450	DPH	32.810	32.810	2.35E-02	0.016	7.895	6.59E-05	9.17E+01	47.020	47.020	4.63E+03	47.130	28.300
1450	100	63.480	57.710	6.12E-02	0.008	11.431	4.99E-05	3.85E+01	183.090	160.960	2.11E+04	163.649	30.375
1450	500	67.800	56.400	8.21E-02	0.007	11.637	5.05E-05	2.47E+01	205.400	162.820	2.37E+04	165.424	32.278
1325	DPH	50.580	50.580	4.88E-02	0.013	8.626	5.33E-05	4.10E+01	97.970	97.970	4.29E+03	98.800	28.551
1325	100	240.550	232.870	1.84E-01	0.008	10.867	2.49E-05	3.05E+01	1283.170	1231.410	1.09E+05	1262.189	29.157
1325	500	254.440	244.830	1.98E-01	0.008	11.042	2.43E-05	2.86E+01	1416.930	1349.080	1.21E+05	1383.933	29.324
1175	DPH	34.320	34.320	4.19E-02	0.015	8.151	6.50E-05	3.13E+01	51.730	51.730	4.09E+03	51.839	28.740
1175	100	144.240	139.280	1.36E-01	0.008	11.243	3.21E-05	2.58E+01	616.320	591.590	5.33E+04	607.379	29.199
1175	500	156.830	149.950	1.52E-01	0.008	11.414	3.10E-05	2.38E+01	708.840	672.630	6.13E+04	692.048	29.462
1084	DPH	7.410	7.410	5.10E-03	0.013	8.713	1.39E-04	2.11E+02	5.570	5.570	5.79E+02	5.681	28.460
1084	100	69.420	69.420	5.02E-02	0.008	11.386	4.56E-05	6.25E+01	208.110	208.110	2.40E+04	215.676	28.599
1084	500	76.030	76.030	5.46E-02	0.008	11.533	4.35E-05	6.03E+01	241.470	241.470	2.81E+04	250.631	28.608
975	DPH	24.660	24.660	1.37E-02	0.016	8.024	7.61E-05	1.77E+02	31.000	31.000	3.25E+03	31.117	28.462
975	100	79.640	79.640	5.57E-02	0.008	11.233	4.25E-05	6.22E+01	252.540	252.540	2.96E+04	257.524	28.567
975	500	85.530	85.530	5.96E-02	0.008	11.386	4.11E-05	6.05E+01	284.900	284.900	3.39E+04	290.995	28.583
861	DPH	3.990	3.990	2.82E-03	0.012	9.024	1.90E-04	2.73E+02	2.290	2.290	2.49E+02	2.330	28.479
861	100	59.050	59.050	4.23E-02	0.008	11.440	4.94E-05	6.81E+01	163.950	163.950	1.99E+04	148.329	28.586
861	500	64.760	64.760	4.59E-02	0.007	11.553	4.72E-05	6.71E+01	190.610	190.610	2.34E+04	172.171	28.542
775	DPH	19.920	19.920	1.26E-02	0.015	8.148	8.47E-05	1.52E+02	22.820	22.820	2.41E+03	22.945	28.520
775	100	99.330	99.330	7.31E-02	0.008	11.074	3.81E-05	5.04E+01	346.410	346.410	4.06E+04	278.436	28.606
775	500	105.020	105.020	7.62E-02	0.008	11.232	3.70E-05	5.03E+01	382.210	382.210	4.53E+04	297.261	28.556
679	DPH	51.750	51.750	3.06E-02	0.015	8.044	5.27E-05	1.07E+02	94.650	94.650	6.63E+03	97.167	28.510
679	100	109.450	109.450	7.18E-02	0.008	11.003	3.63E-05	6.03E+01	398.480	398.480	4.62E+04	409.520	28.567
679	500	112.810	112.810	7.44E-02	0.008	11.195	3.58E-05	5.89E+01	423.830	423.830	4.98E+04	365.612	28.621
473	DPH	7.750	7.750	4.68E-03	0.013	8.633	1.37E-04	2.68E+02	5.910	5.910	6.33E+02	5.986	28.564
473	100	66.510	66.510	4.57E-02	0.008	11.361	4.65E-05	7.06E+01	195.040	195.040	2.31E+04	201.199	28.533
473	500	70.800	70.800	4.86E-02	0.008	11.538	4.51E-05	6.84E+01	217.340	217.340	2.60E+04	224.657	28.556
467													
461	DPH	8.270	8.270	4.94E-03	0.014	8.577	1.32E-04	2.66E+02	6.490	6.490	6.94E+02	6.569	28.519
461	100	73.180	73.180	5.09E-02	0.008	11.312	4.44E-05	6.57E+01	223.710	223.710	2.63E+04	230.592	28.601
461	500	80.570	80.570	5.57E-02	0.008	11.450	4.23E-05	6.32E+01	261.670	261.670	3.11E+04	270.050	28.585
460	DPH	8.310	8.310	5.12E-03	0.013	8.666	1.32E-04	2.48E+02	6.530	6.530	6.99E+02	6.613	28.787

Secciones	Perfiles	τ_0 Ch	τ_0 Tot.	τ^*	Cf	Cz	d m	#	ω Ch (N/ms)	ω Tot. (N/ms)	W J/s	ω (cal) (N/ms)	Ks m
460	100	73.310	73.310	5.07E-02	0.008	11.302	4.43E-05	6.63E+01	224.290	224.290	2.64E+04	231.170	28.566
460	500	80.710	80.710	5.55E-02	0.008	11.440	4.22E-05	6.39E+01	262.320	262.320	3.11E+04	270.689	28.551
417	DPH	12.590	12.590	1.06E-02	0.014	8.467	1.07E-04	1.08E+02	11.950	11.950	1.19E+03	12.125	28.462
417	100	101.350	101.350	8.00E-02	0.008	11.151	3.77E-05	4.33E+01	359.620	359.620	3.96E+04	295.748	28.604
417	500	111.580	111.580	8.70E-02	0.008	11.286	3.59E-05	4.23E+01	420.650	420.650	4.67E+04	327.871	28.581
239	DPH	11.220	11.220	8.04E-03	0.014	8.497	1.13E-04	1.58E+02	10.080	10.080	1.04E+03	10.186	28.509
239	100	143.160	143.160	1.08E-01	0.009	10.836	3.17E-05	3.99E+01	587.050	587.050	6.62E+04	438.328	28.558
239	500	164.200	164.200	1.23E-01	0.008	10.932	2.96E-05	3.80E+01	728.110	728.110	8.27E+04	542.559	28.521
34	DPH	49.250	49.250	4.24E-02	0.019	7.345	5.40E-05	5.22E+01	80.130	80.130	1.10E+04	72.940	28.566
34	100	184.890	184.890	1.63E-01	0.010	10.186	2.79E-05	2.56E+01	810.420	810.420	1.23E+05	640.203	28.503
34	500	196.870	196.870	1.74E-01	0.009	10.345	2.71E-05	2.48E+01	904.070	904.070	1.38E+05	712.058	28.567

Secciones	Perfiles	n m	ks m	D ₅₀ m
4275	DPH	0.035	0.181	0.026
4275	100	0.030	0.241	0.034
4275	500	0.029	0.231	0.033
4273	DPH	0.028	0.083	0.012
4273	100	0.037	0.590	0.084
4273	500	0.035	0.468	0.067
4255	DPH	0.016	0.005	0.001
4255	100	0.013	0.000	0.000
4255	500	0.013	0.000	0.000
4226	DPH	0.035	0.665	0.095
4226	100	0.029	0.326	0.047
4226	500	0.026	0.197	0.028
4100	DPH	0.035	0.373	0.053
4100	100	0.026	0.153	0.022
4100	500	0.017	0.014	0.002
4028	DPH	0.035	0.530	0.076
4028	100	0.031	0.375	0.054
4028	500	0.027	0.226	0.032
3925	DPH	0.035	0.451	0.064
3925	100	0.028	0.223	0.032
3925	500	0.024	0.110	0.016
3842	DPH	0.035	0.493	0.070
3842	100	0.031	0.410	0.059
3842	500	0.031	0.407	0.058
3725	DPH	0.035	0.256	0.037
3725	100	0.029	0.269	0.038
3725	500	0.029	0.267	0.038
3591	DPH	0.035	0.537	0.077
3591	100	0.029	0.264	0.038
3591	500	0.029	0.275	0.039
3423	DPH	0.035	0.697	0.100
3423	100	0.033	0.497	0.071
3423	500	0.033	0.500	0.071
3250	DPH	0.035	0.248	0.035

Secciones	Perfiles	n m	ks m	D ₅₀ m
3250	100	0.032	0.370	0.053
3250	500	0.032	0.378	0.054
3162	DPH	0.035	0.343	0.049
3162	100	0.032	0.398	0.057
3162	500	0.032	0.404	0.058
3045	DPH	0.035	0.284	0.041
3045	100	0.029	0.255	0.036
3045	500	0.029	0.253	0.036
2904	DPH	0.035	0.436	0.062
2904	100	0.035	0.899	0.128
2904	500	0.035	0.966	0.138
2725	DPH	0.035	1.256	0.179
2725	100	0.035	0.919	0.131
2725	500	0.035	0.908	0.130
2612	DPH	0.035	0.477	0.068
2612	100	0.033	0.473	0.068
2612	500	0.033	0.471	0.067
2441	DPH	0.035	0.313	0.045
2441	100	0.032	0.355	0.051
2441	500	0.032	0.357	0.051
2249	DPH	0.035	0.455	0.065
2249	100	0.029	0.258	0.037
2249	500	0.029	0.260	0.037
2100	DPH	0.035	0.426	0.061
2100	100	0.032	0.360	0.051
2100	500	0.031	0.345	0.049
2018	DPH	0.035	0.456	0.065
2018	100	0.030	0.298	0.043
2018	500	0.030	0.298	0.043
1811	DPH	0.035	0.358	0.051
1811	100	0.032	0.366	0.052
1811	500	0.032	0.360	0.051
1700	DPH	0.035	0.422	0.060
1700	100	0.034	0.520	0.074

Secciones	Perfiles	n m	ks m	D ₅₀ m
1700	500	0.034	0.526	0.075
1450	DPH	0.035	0.604	0.086
1450	100	0.033	0.449	0.064
1450	500	0.031	0.358	0.051
1325	DPH	0.035	0.449	0.064
1325	100	0.034	0.567	0.081
1325	500	0.034	0.556	0.079
1175	DPH	0.035	0.355	0.051
1175	100	0.034	0.458	0.065
1175	500	0.034	0.448	0.064
1084	DPH	0.035	0.629	0.090
1084	100	0.035	0.599	0.086
1084	500	0.035	0.602	0.086
975	DPH	0.035	0.779	0.111
975	100	0.035	0.619	0.088
975	500	0.035	0.621	0.089
861	DPH	0.035	0.613	0.088
861	100	0.035	0.601	0.086
861	500	0.035	0.610	0.087
775	DPH	0.035	0.685	0.098
775	100	0.035	0.588	0.084
775	500	0.035	0.596	0.085
679	DPH	0.035	0.731	0.104
679	100	0.035	0.660	0.094
679	500	0.035	0.657	0.094
473	DPH	0.035	0.717	0.102
473	100	0.035	0.630	0.090
473	500	0.035	0.630	0.090
467				
461	DPH	0.035	0.725	0.104
461	100	0.035	0.623	0.089
461	500	0.035	0.626	0.089
460	DPH	0.035	0.702	0.100

Secciones	Perfiles	n m	ks m	D ₅₀ m
460	100	0.035	0.626	0.089
460	500	0.035	0.629	0.090
417	DPH	0.035	0.515	0.074
417	100	0.035	0.549	0.078
417	500	0.035	0.555	0.079
239	DPH	0.035	0.604	0.086
239	100	0.035	0.574	0.082
239	500	0.035	0.579	0.083
34	DPH	0.035	0.503	0.072
34	100	0.035	0.490	0.070
34	500	0.035	0.490	0.070

Anexo VI. Índice de acrónimos y abreviaturas

a	Número que multiplica a la base de una función potencial.
A	Área
b	Exponente de una función potencia.
B	Anchura del canal
B*	Anchura Adimensional
C	Factor de Chezy de resistencia al flujo.
C_f	Coefficiente de fricción
C_z	Coefficiente de Chezy
CUG	Afloramiento de Cuevas de Ayllón
D_5	Tamaño de grano tal que el 5% de la muestra es más fina
D_{10}	Tamaño de grano tal que el 10% de la muestra es más fina
D_{16}	Tamaño de grano tal que el 16% de la muestra es más fina
D_{25}	Tamaño de grano tal que el 25% de la muestra es más fina
D_{50}	Tamaño de grano medio
D_{75}	Tamaño de grano tal que el 75% de la muestra es más fina
D_{84}	Tamaño de grano tal que el 84% de la muestra es más fina
D_{90}	Tamaño de grano tal que el 90% de la muestra es más fina
D_{95}	Tamaño de grano tal que el 95% de la muestra es más fina
D*	Tamaño de grano medio adimensional
Dm	Tamaño de grano medio aritmético
Dg	Tamaño de grano medio geométrico
D σ	Tamaño de desviación
F	Fricción de DuBuat.
F'	Fuerza de entrada.
F_0	Fuerza con la que empieza el movimiento de la arena
Fr	Número de Froude
g	Aceleración de la gravedad
H	Profundidad del canal
H*	Profundidad del canal adimensional
Idg	Índice de dispersión global
Kg	Curtosis
Kr	Índice de Krumbein
m	Factor de proporcionalidad
MTG	Afloramiento de Montejo de Tiermes
q	Tasa de Transporte
q_{s*}	Carga adimensional de sedimentos
q_s	Carga de sedimentos o Número de Einstein.
q_w	Caudal de agua por unidad de anchura
q_{w*}	Caudal de agua por unidad de anchura adimensional
Qw	Caudal total

Q_*	Caudal total adimensional
Re	Número de Reynolds
Re_*	Número de Reynolds de grano.
R_h	Radio Hidráulico.
s	Gravedad específica
S	Pendiente
S_0	Índice de Trask
S_{ki}	Grado de asimetría
S_{est}	Pendiente estimada
t	Tiempo
U	Velocidad de Flujo
U_*	Velocidad de fricción
w_s	Velocidad de caída
W_s^*	Velocidad de caída adimensional
x	Distancia
Z_0	Altura de rugosidad
y	Subcapa de amortiguación
η	Elevación del fondo
ϕ_5	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 5% de la muestra es más fina
ϕ_{10}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 10% de la muestra es más fina
ϕ_{16}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 16% de la muestra es más fina
ϕ_{25}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 25% de la muestra es más fina
ϕ_{50}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 50% de la muestra es más fina
ϕ_{75}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 75% de la muestra es más fina
ϕ_{84}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 84% de la muestra es más fina
ϕ_{90}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 90% de la muestra es más fina
ϕ_{95}	Tamaño de grano en escala logarítmica en base -2 con el 95% de la muestra es más fina
τ_0	Tensión de corte
τ_*	Tensión de corte adimensional
τ_{*c}	Tensión de corte adimensional crítica
λ_p	Porosidad del fondo
ρ	Densidad del flujo
χ	Coeficiente característico del sedimento
δ	Subcapa viscosa
ε	Valor teórico (0.2)
μ	Viscosidad
μ_z	Tamaño gráfico promedio
σ	Desviación estándar
σ_m	Desviación estándar aritmética
σ_g	Desviación estándar geométrica

#	Número de Rouse
Ω	Potencial fluvial (stream power)
ω	Potencial fluvial específico (specific stream power)
ξ	Coeficiente de resistencia a fricción de Weisbach

